

FORME ET STRUCTURE DE LA TERRE SOLIDE : GÉODÉSIE ET GRAVIMÉTRIE

MOTS-CLÉS

- ▶ Terre solide, ellipsoïde de révolution, continents, océans.
- ▶ Cartographie, projections, latitude, longitude, méridien.
- ▶ Croûte continentale, croûte océanique.
- ▶ Lithosphère, asthénosphère.
- ▶ Attraction universelle, loi de Newton, pesanteur, accélération axifuge, pendules, gravimètres.
- ▶ Ellipsoïde, sphéroïde, équipotentielle de pesanteur, géoïde, WGS (*World Geodetic System*).
- ▶ Altimétrie satellitaire, bathymétrie mondiale, GPS (*Global Positioning System*), cartes des anomalies de la gravité.
- ▶ Anomalies de pesanteur et corrections (à l'air libre, de plateau, topographique, de Bouguer, isostasique).
- ▶ Modèles gravimétriques, subduction, collision.
- ▶ Compensation gravimétrique, isostasie ; modèles de Airy, de Pratt, de Meinesz. Anomalies de Bouguer, anomalies à l'air libre.
- ▶ Subsidence tectonique, subsidence thermique, compaction, érosion, accommodation, stratigraphie séquentielle.

La planète Terre est structurée au premier ordre en enveloppes, ou couches, concentriques. Du centre vers la périphérie, on distingue : la graine, le noyau externe, le manteau inférieur, le manteau supérieur, la croûte (continentale ou océanique), l'hydrosphère (liquide) et l'atmosphère (gazeuse). La croûte et une partie du manteau supérieur forment la lithosphère, enveloppe résistante découpée en plaques. Ces plaques sont mobiles à la fois entre elles et sur le manteau sous-jacent (*fig. 4.1*).

La Terre s'est formée par l'accrétion de matériel primitif de composition très voisine de celle du Soleil actuel, puis s'est différenciée. La différenciation a produit des entités structurales de compositions chimiques contrastées : le noyau, le manteau, la croûte et

l'ensemble hydrosphère + atmosphère. On peut schématiser la Terre solide en deux parties : un noyau métallique et une enveloppe silicatée (manteau et croûte). Le manteau actuel dans sa totalité représente 99 % de la partie silicatée de la Terre. Comme nous le verrons au chapitre 5, l'âge de la Terre est estimé aux alentours de 4,56 milliards d'années. Il est établi indirectement grâce à une isochrone calculée par Clair Patterson en 1954 sur les rapports isotopiques du plomb de météorites. Cette isochrone donne en fait l'âge du Système solaire. La fréquence et la puissance des impacts météoritiques pendant la formation de la Terre a fondu une grande partie de la planète. Il a en effet probablement existé un océan magmatique silicaté primitif.

Une caractéristique importante de la Terre est qu'elle diffuse par sa surface une chaleur interne dont l'origine est : (1) la chaleur résiduelle due à sa formation par accréation de corps planétaires chauds, (2) la chaleur produite par la désintégration des noyaux des éléments radioactifs particulièrement concentrés dans la croûte continentale et (3) la chaleur latente de cristallisation notamment de la graine. La chaleur due à l'accréation et à la différenciation de la Terre a été rapidement évacuée au début de son histoire.

Par contre, le refroidissement de la Terre témoigne du fait que la planète est toujours en train d'évacuer une partie de la chaleur radioactive produite dans son passé.

Le gradient géothermique est la variation de température avec la profondeur (dT/dZ). Le flux géothermique dépend du gradient et de la capacité des roches à conduire la chaleur (conductivité thermique). Comme nous le verrons tout au long de cette partie II, c'est cette chaleur interne qui anime les mouvements au sein du manteau : la **Terre est une machine thermique**.

Voir chap. 8
et fig. 8.7

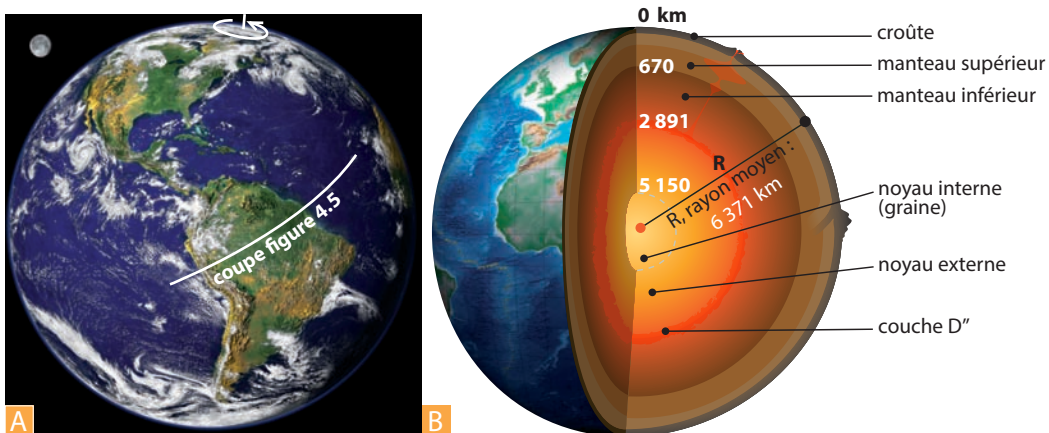


Figure 4.1 La Terre solide : forme et enveloppes.

A. Une représentation composite de notre planète centrée sur l'Amérique du Sud. Il s'agit d'un assemblage d'images de plusieurs satellites prises à des dates différentes : GOES et POES de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) et SeaWiFS de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Ces données sont drapées sur un modèle numérique de terrain (MNT) de la Terre calculé par l'*US Geological Survey*.

B. Coupe schématique de la Terre montrant ses enveloppes concentriques et leurs dimensions.

4.1 FORME ET SURFACES REMARQUABLES DE LA TERRE : LES APPORTS DE LA GÉODÉSIE

4.1.1 Forme de la Terre

La forme de la Terre se rapproche de celle d'un ellipsoïde de révolution très légèrement aplati aux pôles, la section par le plan équatorial étant presque un cercle. Cette forme ellipsoïdale est proche d'une forme d'équilibre car la Terre se déforme visqueusement pour s'ajuster à sa rotation. Cette forme hydrostatique est légèrement perturbée par les mouvements internes de matière (convection du manteau). Dès l'Antiquité, les dimensions de la Terre étaient assez précisément approchées (fig. 4.2). La différence entre le rayon équatorial (a) et le rayon polaire moyen (b) est d'environ 21 km, l'aplatissement (f) suivant la ligne des pôles étant voisin de $1/300$. Cette fraction est aussi le rapport qui existe entre le relief extrême (environ 20 km de la fosse des îles Mariannes au sommet de l'Everest) et le rayon terrestre, relief imperceptible à petite échelle. Le rayon polaire est d'environ 6 400 km (6 356 912 mètres). Les calculs de ces paramètres par les physiciens du XVIII^e siècle et notamment la détermination des longueurs d'arc interceptant les degrés de méridiens sont résumés ci-après. La surface du géoïde est de 510 millions de km². Son volume est de $1\,083.10^{12}$ km³.

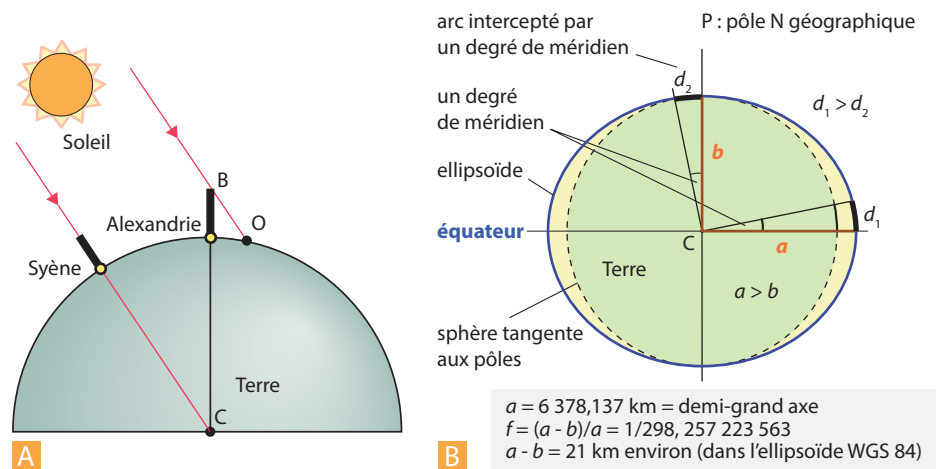


Figure 4.2 La Terre : formes et dimensions.

A. Le principe du calcul de la taille de la Terre par Ératosthène. Ératosthène (mathématicien grec, né vers -276 à Cyrène, mort vers -194 à Alexandrie) avait remarqué que la longueur des ombres portées des objets était variable à une même date suivant le lieu. Ainsi à midi, le jour du solstice d'été, le Soleil est au zénith à Syène dans le sud de l'Égypte (à proximité du tropique du Cancer, $23^{\circ}27'$ N). Un objet vertical n'y a donc pas d'ombre. Le même jour à Alexandrie (située plus au nord, sur le même méridien, au bord de la Méditerranée vers 31° N), Ératosthène mesure l'ombre portée d'un obélisque dont il connaît la hauteur AB, il en déduit la valeur de l'angle ABO (A = Alexandrie) et donc celle de l'angle au centre SAC (S = Syène). La distance Syène-Alexandrie étant assez bien évaluée à l'époque, il a pu estimer que la Terre avait une circonférence de l'ordre de 252 000 stades égyptiens soit environ 40 000 km.

B. Les dimensions de la Terre et la définition de l'arc de méridien. La mesure de l'arc intercepté par un degré de méridien à l'équateur et aux pôles renseigne sur l'aplatissement de la Terre. Ces mesures furent conduites dans les années 1730 par deux équipes de scientifiques français en Laponie (expédition de Maupertuis et Clairaut) et dans les Andes (expédition de La Condamine et Bouguer).

Le relief terrestre est caractérisé par l'existence d'un nombre restreint de très vastes dépressions dans lesquelles s'accumule une large part de l'hydrosphère : les océans. La répartition des océans est dissymétrique : la Terre présente une face très largement couverte par l'océan (hémisphère Pacifique)

dévier de la normale à l'ellipsoïde : c'est la déviation de la verticale (fig. 4.10). Elle traduit la non-concordance entre les surfaces du géoïde et de l'ellipsoïde.

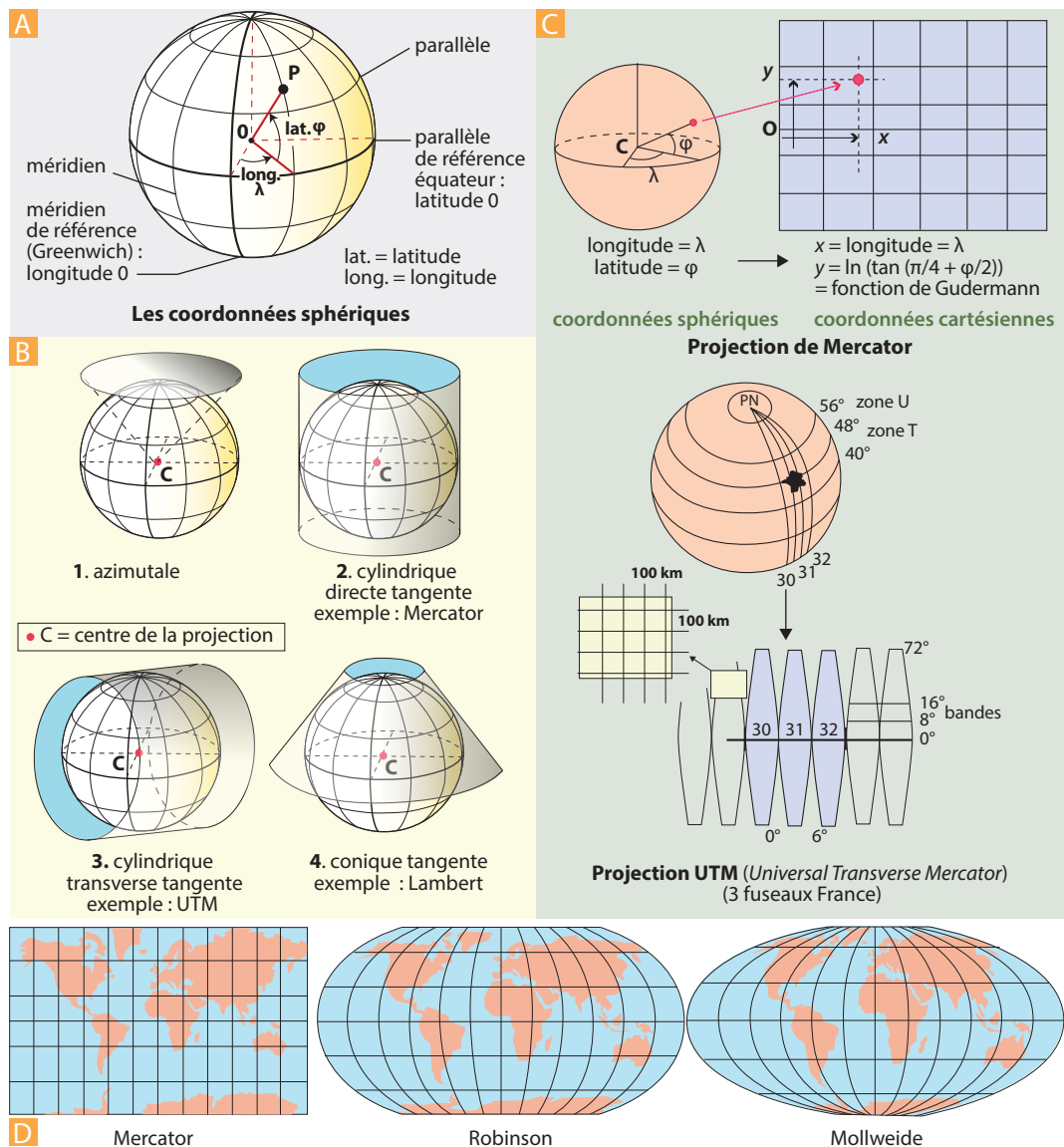


Figure 4.4 Représentations de la surface terrestre.

- A. Les coordonnées géographiques d'un point.
- B. Les systèmes de représentation plane (projections).
- C. Notions élémentaires sur les systèmes Mercator et UTM. La projection de Mercator n'est pas une opération simple consistant à projeter directement du centre de la Terre sur le cylindre tangent. La transformation est logarithmique et introduit une correction entre les distances des parallèles projetés. La projection UTM permet de représenter la Terre par des carrés plans de 100 × 100 km.
- D. Projections usuelles du globe terrestre selon trois types de systèmes.

Depuis que la rotondité de la Terre a été démontrée, s'est posé le problème de sa représentation sur un plan. La cartographie est la science qui traite des représentations de notre globe. Une branche de la cartographie se consacre particulièrement au problème des projections des points d'une sphère sur un

plan : le système de représentation plane. Ce problème est loin d'être trivial car il est impossible de développer une sphère ou un ellipsoïde en totalité sur un plan. Nous ne rappellerons ici très rapidement que quelques principes ; des notions graphiques relatives à ces systèmes sont rassemblées sur la figure 4.4. Le principe revient à projeter mathématiquement des portions d'un sphéroïde soit sur un plan simple, soit une surface que l'on pourra ensuite développer, c'est à dire dérouler, comme par exemple un cylindre entourant le sphéroïde ou un cône posé sur celui-ci. Il résulte de la projection des altérations cartographiques correspondant à des déformations de lignes ou de surfaces. Les systèmes conformes conservent les angles, et les systèmes équivalents conservent les surfaces du volume initial. Selon les positions du centre de la projection et de la surface recevant la projection, les systèmes de représentation plane sont de type azimutal, cylindrique ou conique. Ils peuvent être sécants ou tangents si la surface de projection coupe ou tangente le globe. Le système cylindrique peut être direct (cylindre vertical), c'est le cas de la projection de Mercator, ou transverse (cylindre horizontal), c'est le cas de la projection UTM. La projection de Mercator est adaptée à la navigation : elle est conforme, le cap d'un navire pris à la boussole est l'angle reporté sur la carte. Elle sur-représente les hautes latitudes. Cette projection n'est pas simple, il ne s'agit pas d'une fonction linéaire, mais logarithmique (fig. 4.4). Mise en place dans le cadre de l'OTAN, la projection UTM est utilisée dans le monde entier. Le cylindre de projection est divisé en 60 fuseaux de 6° divisés en bandes de 8°. En France on utilise les fuseaux 30, 31 et 32, divisés en carrés de 100 × 100 km. Le système conique de Lambert est plus ancien. Des cônes d'ouverture différente sont définis selon la latitude. Trois cônes sont utilisés pour la France : Nord, Centre et Sud.

4.1.2 La géodésie satellitaire : le système GPS

Le **GPS** (*Global Positioning System*) est un système de positionnement par satellite mis en place par les militaires américains pour des besoins de défense. Il a d'abord été conçu pour donner de façon instantanée la position absolue d'un point sur l'ensemble du globe avec une précision de l'ordre du mètre. Son utilisation a été développée, à très haute précision (de l'ordre du millimètre), par les scientifiques. Le système comprend un ensemble de 24 satellites actifs formant une constellation complète depuis 1996. Les satellites, tournant sur des orbites inclinées à 55° par rapport à l'axe de la Terre, émettent des messages radio du type « j'ai émis à telle heure ». Un point du globe retrouve la même configuration de la constellation satellitaire chaque jour à la même heure.

Encart 4.1 – Le positionnement par GPS et le système Galileo

Le positionnement est assuré grâce à un récepteur permettant de calculer le décalage en temps émission-réception sur plusieurs satellites de la constellation et de réaliser une triangulation. L'émission est du type bifréquence, les récepteurs de précision capables de capter les deux fréquences calculent le déphasage de façon à tenir compte des corrections des effets de l'atmosphère dans la mesure des temps de trajet.

Les décalages des horloges des satellites, introduits par les militaires, ne permettaient pas en général aux utilisateurs civils d'obtenir une grande précision. Cependant, la mise en place à terre de récepteurs-émetteurs de correction

permet maintenant d'assurer une grande précision pour de nombreuses zones choisies (système différentiel).

Le programme européen de la surveillance de la Terre pour l'environnement et la sécurité initié en 1998 par l'Europe et l'ESA se nomme Copernicus. Galileo est la partie de ce programme destinée à supplanter le système GPS. Le système comprendra à terme 30 satellites (27 opérationnels et 3 en réserve) permettant à l'Europe une indépendance vis-à-vis des systèmes américains (GPS), russe (Glonass) et chinois (Beidou). Les lancements se sont échelonnés entre 2014 et 2020. En 2018, on comptait 26 satellites opérationnels.

L'application du GPS en sciences de la Terre concerne la mesure absolue de la vitesse des plaques, la mesure du déplacement de la croûte lors des séismes (déformations cosismiques) et la mesure des mouvements intersismiques. On utilise dans la plupart des cas le principe des réseaux. Quelques stations permanentes de GPS sont installées et sont complétées par des stations temporaires sur lesquelles on effectue des mesures durant deux à trois jours à quelques mois d'intervalle sur une durée de deux à dix ans. Ces études ont permis de confirmer que la vitesse instantanée des plaques mesurée par GPS est bien identique à celle calculée dans les modèles cinématiques de **type NUVEL-1A**. Des modèles cinématiques plus récents comme MORVEL sont même construits à l'aide des données géodésiques (chap. 7).

 Voir encart 7.12 et fig. 7.16

Grâce aux réseaux de GPS, on a pu ainsi calculer les vitesses de rapprochement dans de nombreuses zones en convergence du monde, notamment dans les arcs insulaires et dans la chaîne des Andes. La valeur la plus élevée mesurée à ce jour concerne le nord de la **fosse des Tonga**, où l'arc des Tonga appartenant à la bordure de la plaque Australienne se déplace vers le Pacifique à une vitesse relative de 24 cm par an. Cette vitesse élevée correspond à la somme de la vitesse de la subduction et de celle de l'ouverture rapide d'un bassin arrière-arc, le **bassin de Lau**. Les mesures GPS permettent également de calculer la distribution de la déformation au sein d'une frontière complexe de plaques (par exemple sur une transversale recoupant les Andes et l'Himalaya). On mesure aussi le déplacement absorbé par chaque faille élémentaire du système.

 Voir fig. 6.8

 Voir fig. 7.16

4.2 LES ENVELOPPES EXTERNES DE LA TERRE SOLIDE : CROÛTE ET MANTEAU, LITHOSPHERE ET ASTHÉNOPHÈRE

4.2.1 Croûte et manteau

La première stratification de la Terre solide résulte de différences de composition chimique. **Elle est de nature lithologique**. Les régions situées au-dessus du niveau moyen des océans constituent les continents. Les roches y sont en majorité de composition granodioritique. Les roches constituant le fond des océans ont une composition chimique moyenne de basalte et représentent environ 70 % de la face de la croûte terrestre. Il existe donc une dualité continents/océans sur la Terre. Cette dualité est parfaitement mise en évidence par la distribution des profondeurs et altitudes qui montre une répartition en deux gaussiennes bien séparées (fig. 4.5). La répartition bimodale des reliefs est compatible avec l'idée émise dès le début du xx^e siècle par Suess (1831-1914) que deux matériaux bien distincts constituent les premières enveloppes terrestres : le Sial (silice + aluminium) pour la croûte des continents masse volumique de 2 700 kg.m⁻³ et le Sima (silice + magnésium) pour le manteau masse volumique de 3 300 kg.m⁻³. Dans cette représentation, un Sima crustal de masse volumique de 2 900 kg.m⁻³ formait une couche continue sous les océans et sous le Sial (fig. 4.5). Dans le même ordre d'idée, le noyau fut dénommé Nife (nickel-fer). Ces termes sont aujourd'hui obsolètes, mais ils ont représenté une première tentative fructueuse de relier chimie et structure de la Terre, et restent pertinents au premier ordre. Ajoutons dans ces perspectives historiques que la répartition bimodale des reliefs terrestres a apporté un argument majeur aux détracteurs du concept de diminution du volume planétaire. Pour ceux-ci, les reliefs résultaient de la contraction d'un globe de composition homogène (la pomme fripée). La répartition des reliefs aurait dû dans ce cas être une cloche unique.

 Voir paragraphe 5.1.1

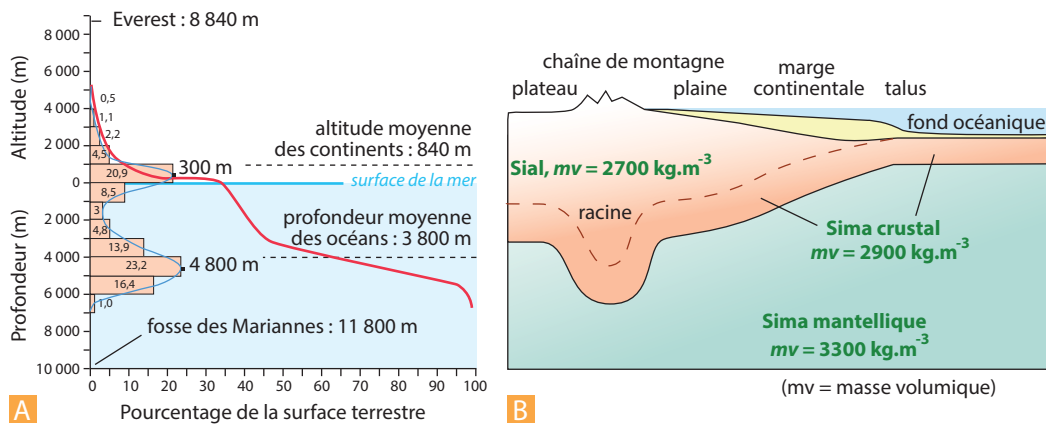


Figure 4.5 Distribution bimodale des reliefs terrestres et notion de Sial et Sima.

A. Courbe de fréquence des altitudes et profondeurs (Courbe de Trabert, en bleu) et courbe hypsométrique (en rouge). La courbe bleue est construite à partir des rectangles montrant le pourcentage des altitudes ou profondeurs pour la tranche de relief correspondante (0-1 000 m, 1 000-2 000 m, etc.). La courbe rouge est cumulative. La répartition des altitudes montre une distribution bimodale avec deux pics de fréquence à 4-5 km de profondeur (océans) et 0-1 km d'altitude (continents).

B. Une représentation en 1944 montrant la structure des enveloppes externes du globe telle qu'elle apparaît dans un ouvrage publié en 1944 montrant le concept de Sial et de Sima et la représentation du Sima crustal que l'on assimile aujourd'hui à la croûte océanique (A. Holmes, *Principles of Structural Geology*, Thomas Nelson and sons, Londres, Édimbourg).

La limite croûte-manteau correspond à la discontinuité de Mohorovicic (le Moho), continue sous les océans comme sous les continents. Elle fut découverte par Mohorovicic en 1909 grâce aux ondes coniques. On sait maintenant que la dualité croûte-manteau résulte directement de l'histoire géochimique de notre planète. La croûte, océanique comme continentale, est en effet héritée du fractionnement chimique lors de la fusion partielle du manteau. La croûte continentale, constituée essentiellement de matériaux peu denses, moins facilement recyclés dans le manteau, fournit les principales archives de l'histoire de la différenciation terrestre. La figure 4.6 donne les caractéristiques géophysiques de la croûte terrestre le long d'une coupe traversant l'océan Atlantique et l'Amérique du Sud.

Voir chap. 6
Voir chap. 5

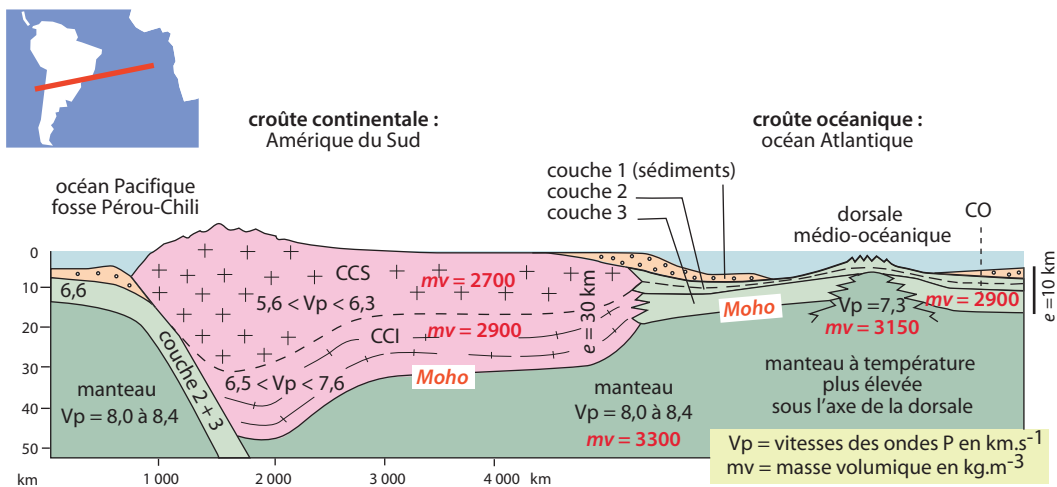


Figure 4.6 Profil schématisique des Andes à l'Atlantique montrant les caractéristiques géophysiques de la croûte terrestre.

CCS, CCI : croûte continentale supérieure et inférieure, CO : croûte océanique.

4.2.2 Lithosphère et asthénosphère

La seconde stratification des enveloppes solides externes du globe résulte de l'évolution des propriétés mécaniques du manteau avec la profondeur. Elle est d'ordre rhéologique. À une profondeur variant en moyenne de 70-80 km sous les océans à 100-200 km sous les continents, le manteau devient moins résistant. La viscosité du manteau diminue avec la température car les réseaux cristallins des minéraux (olivine, pyroxènes, grenats) deviennent plus facilement déformables en même temps que la fusion partielle permet d'introduire des gouttes de magma dans les joints aux coins des grains de la roche solide. On parle de déformabilité thermo-activée. Le contraste rhéologique est maximal dans une mince couche du manteau où les conditions de pression et de température sont optimales pour favoriser la fusion partielle (voir ci-dessous). Une pression trop élevée s'oppose en effet aux effets de la température sur la déformabilité. L'enveloppe externe résistante du globe, la lithosphère, dont la partie superficielle comprend la croûte, repose souvent sur une mince couche plus déformable, marquée par un ralentissement des ondes sismiques, la « zone à moindre vitesse » (LVZ : *Low Velocity Zone*, fig. 4.7).

Voir chap. 17

Voir chap. 6 et 8

Voir chap. 5 et 11

La lithosphère présente une propriété fondamentale pour la dynamique de notre globe : elle est mobile et elle est capable de s'enfoncer pour retourner dans le manteau asthénosphérique : c'est le **processus fondamental de la subduction lithosphérique**. Ainsi, les fonds océaniques portés par la lithosphère océanique sont perpétuellement recyclés dans le manteau grâce au processus de la subduction lithosphérique, en moins de 200 Ma actuellement. En retour, la lithosphère océanique est fabriquée au niveau des dorsales océaniques par le processus de l'**accrétion lithosphérique**. En dessous de la lithosphère, le manteau est capable de fluer tout en restant à l'état solide, ce qui permet la convection d'ensemble de cette assise. Ces notions sont détaillées et synthétisées dans le chapitre 8.

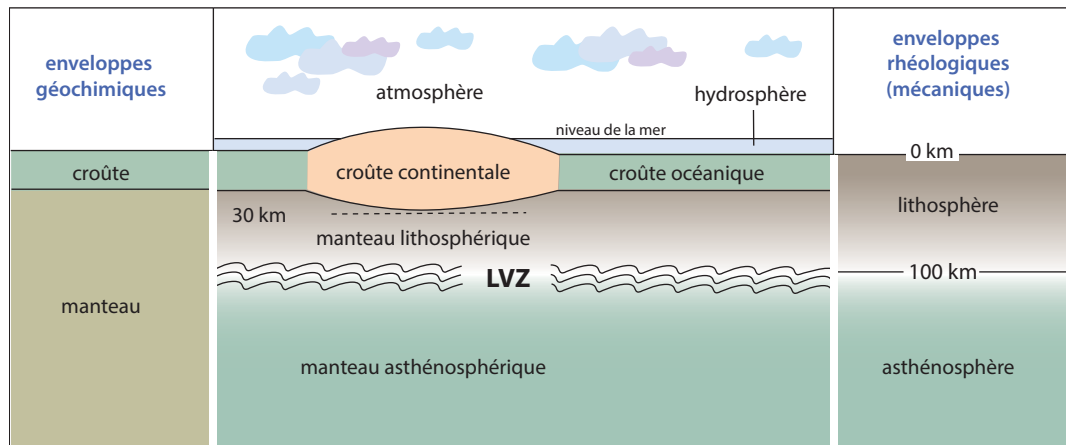


Figure 4.7 Assises géochimiques et assises rhéologiques.

Schéma simplifié des subdivisions fondamentales des enveloppes superficielles de la Terre.

4.2.3 Les transferts et interactions entre les enveloppes

Comme nous le verrons tout au long de cet ouvrage, même si la Terre est organisée depuis sa différenciation en enveloppes superposées bien individualisées, la dynamique interne et la dynamique externe tendent à favoriser les échanges géochimiques et les interactions physiques entre les différentes couches du globe. Ainsi, des interactions entre le noyau et l'atmosphère se font indirectement par le champ magnétique dont les conséquences sont déterminantes pour l'apparition et la conservation de la vie à la surface de la Terre. La convection dans le manteau et la convergence des plaques lithosphériques permettent le recyclage du manteau et d'une partie de la croûte, les échanges

Voir chap. 6, 8, 17 et 38

géochimiques s'opérant grâce aux magmas extraits de ce dernier et aux fluides qui circulent aux interfaces entre les plaques dans les zones de subduction. Les échanges chimiques se réalisent également entre la lithosphère et l'hydrosphère-atmosphère par le volcanisme et par l'hydrothermalisme aux frontières divergentes et convergentes des plaques. À l'interface manteau-noyau (fig. 4.1), il est probable que les échanges géochimiques soient limités bien qu'il existe un contraste extrême entre les silicates oxydés et les métaux réduits. La convection du noyau liquide et celle du manteau solide seraient donc couplées par la chaleur transférée par le noyau. La conductivité des roches à la base du manteau pourrait influencer l'évolution magnétique du noyau ainsi que la topographie de la frontière noyau-manteau et les variations latérales de la gravité.

4.3 LA MESURE DE LA PESANTEUR TERRESTRE : LA GRAVIMÉTRIE

La **géodésie** a pour but de déterminer géométriquement la forme de la Terre et de fournir en tout lieu la valeur du champ de gravité. Cette science, à son origine essentiellement tournée vers des finalités cartographiques, a vu son intérêt croître de façon spectaculaire dans la communauté des géosciences quand on a pu mesurer, grâce aux techniques spatiales, les variations régulières ou brutales de la position de points à la surface du globe, en relation avec la mobilité horizontale de la lithosphère et les mouvements des plaques. La **gravimétrie** a pour objet la mesure de l'intensité et de la direction de la pesanteur. L'étude de ses variations spatiales apporte des renseignements sur la répartition des masses à l'intérieur du globe et sur les mouvements verticaux. Elle vient très souvent en complément des études sismiques. Ses variations temporelles permettent d'identifier les transferts de masse à la surface de la terre comme la fonte des glaces, la charge et décharges des grands fleuves dans les deltas ou la charge de grandes provinces volcaniques.



Voir chap. 7



Voir chap. 6

4.3.1 Gravité et pesanteur

On appelle **pesanteur**, l'attraction apparente de tout corps par la Terre. L'intensité de la pesanteur est notée g . Elle a la dimension d'une accélération. C'est la résultante de trois phénomènes dont deux dominants : la gravité et l'accélération axifuge (fig. 4.8).

1) La **gravité** est l'effet de l'attraction universelle définie par la deuxième loi de Newton : deux masses m et m' s'attirent avec une force proportionnelle aux masses m et m' et inversement proportionnelle au carré de la distance (d) :

$$F_N = G (mm'/d^2) \quad (1)$$

G étant la constante de gravitation universelle.

La masse (m) d'un objet en chute libre et la force qui lui est appliquée sont reliées par l'équation :

$$F = mg \text{ (équation 1)}$$

Pour la Terre on peut écrire :

$$F = mg = G (M_T \cdot m/r^2)$$

d'où

$$g = G M_T / r^2 \quad (2)$$

où g est l'accélération due à l'attraction universelle, M_T la masse de la Terre et r son rayon.

D'autre part, la vitesse d'un corps en chute libre est donnée par l'équation :

$$v = gt \quad (3)$$

g est ainsi une grandeur dont la dimension est celle du quotient d'une vitesse par un temps, c'est donc une **accélération**. La gravité g provoque donc l'accélération d'une masse dans le mouvement de la chute libre. Elle se mesure en gal (cf. infra).

Dans le système MKSA, g s'exprime en $m \cdot s^{-2}$; toutefois on utilise classiquement le système CGS où g s'exprime en $cm \cdot s^{-2}$. Cette unité a reçu, en hommage à Galilée, le nom de gal (le symbole correspondant s'écrit Gal).

2) La **contribution axifuge** est liée à la rotation de la planète par la formule :

$$F_{ax} = 2\pi\omega^2 p \quad (4)$$

où ω est la vitesse angulaire et p la distance à l'axe de rotation de la Terre (fig. 4.8).

Cette force est donc nulle aux pôles et maximale à l'équateur. La formule précédente peut être présentée sous la forme :

$$F = 2\pi\omega^2 R \cos\lambda \quad (5)$$

où R est le rayon terrestre et λ la latitude (fig. 4.8).

L'accélération axifuge représente au maximum 0,3 % de la gravité, soit à peu près 3 gals, ce qui est loin d'être négligeable car les gravimètres modernes ont une sensibilité de l'ordre de 10^{-7} gal (fig. 4.8).

3) Il faudrait ajouter une troisième composante, très faible, due aux **marées terrestres** (cf. encart 4.2, ci-après).

Encart 4.2 – Les marées terrestres

Il existe une autre force liée aux différents astres (Soleil, Lune...) dont l'attraction globale détermine le mouvement général de la planète Terre. À la surface terrestre, ces attractions se réduisent à un effet différentiel, les **marées**, qui affectent non seulement l'hydrosphère mais aussi la partie solide de la Terre, elle aussi déformée. Ce sont les marées terrestres dont l'amplitude est d'environ 20 cm à l'équateur. Du fait de ces déformations, la Terre modifie son attraction propre, en intensité comme en direction. L'étude de ces « marées gravimétriques » étant très délicate car leur amplitude est de l'ordre du dix millionième de l'intensité de la pesanteur, nous n'en tiendrons pas compte dans ce qui suit.

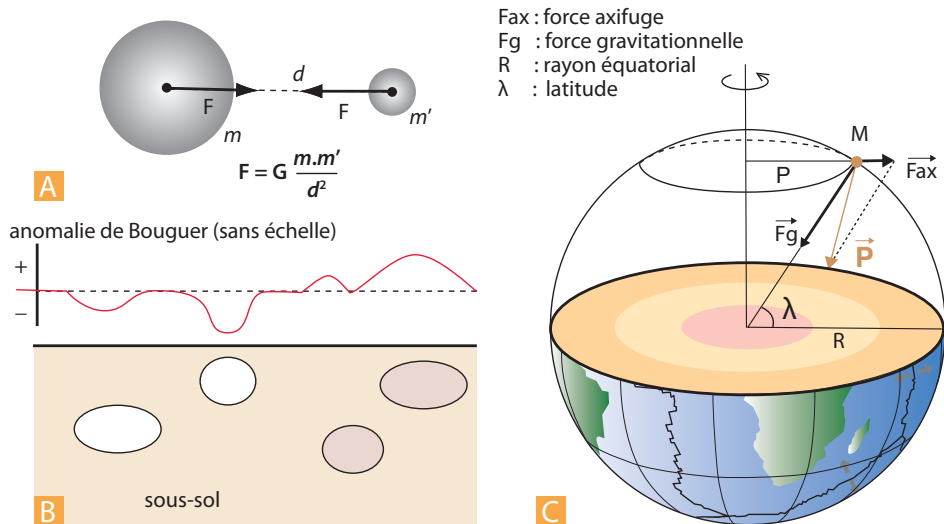


Figure 4.8 Gravité, pesanteur et anomalies gravimétriques.

A. L'attraction de deux masses selon la deuxième loi de Newton. F = force avec laquelle s'attirent deux masses ponctuelles m et m' séparées d'une distance d ; G = constante gravitationnelle.

B. Forme et amplitude théorique de l'anomalie de Bouguer générée par des corps de densité faible (cavité, nappe d'hydrocarbures) ou élevée (amas métalliques) enfouis à divers niveaux dans la partie supérieure de la croûte. Les hétérogénéités plus profondes génèrent des anomalies plus faibles et plus étalées.

C. Les deux composantes principales du champ de pesanteur (P). La pesanteur résulte de la somme de l'attraction gravitationnelle, de l'accélération axifuge (0,3 % de la gravité, soit à peu près 3 gals) et de l'attraction des autres masses du système solaire (terme très petit).

Les valeurs de la masse de la Terre M_T et de la constante gravitationnelle G sont depuis longtemps au centre des calculs des physiciens et astronomes avec un but principal : mesurer la densité de la Terre.

On a procédé de deux façons :

- soit par analogie avec la masse d'une montagne dont l'attraction dévie la verticale. On retiendra les expériences déterminantes de Pierre Bouguer au volcan Chimborazo en Équateur en 1738. En raison de l'isostasie qui se traduit par un déficit de masse sous les montagnes, cette approche s'est avérée erronée ;
- soit par le calcul direct de l'attraction de masses suspendues à un pendule de torsion. Lord Cavendish en reprenant un appareil de Michell a fourni ainsi en 1798 une des premières valeurs de G , très proche de l'estimation actuelle, et de la densité terrestre qu'il établit à $5\,450 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Aujourd'hui, divers calculs permettent d'approcher G , qui reste toutefois très difficile à mesurer mais l'étude de la période de révolution des satellites permet de connaître le produit GM_T avec une grande précision. Connaissant le volume de l'ellipsoïde, on déduit la masse volumique moyenne et la densité de la Terre.

$$G = (6,670 \pm 0,004) 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$$

$$M_T, \text{ masse de la Terre} = 5,9738 \cdot 10^{24} \text{ kg}$$

$$\text{Masse volumique terrestre } \rho = 5\,520 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$$



La masse volumique, comme son nom l'indique, est la masse d'une unité de volume d'un corps donné dans des conditions de température et pressions définies. On la désigne par ρ ($\rho = M/V$ en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ dans le système CGS). La densité est une grandeur relative. C'est le rapport entre la masse d'un volume de solide et la masse d'un volume identique d'eau à des conditions fixées en température et pression. À la pression atmosphérique, la densité d'un granite est de 2,7, celle du basalte de 3, celle du fer de 7, celle du platine de 23.

4.3.2 Les gravimètres

Le pendule peut représenter le plus simple des gravimètres puisque sa période T et sa longueur l sont liées à la pesanteur par la formule :

$$T = 2\pi \sqrt{l/g}$$

T et l pouvant se mesurer, on peut en déduire g . Les pionniers, tel P. Bouguer, ont ainsi montré dès le XVIII^e siècle les variations de g aux hautes et basses latitudes grâce à l'ajustement de la longueur de pendule dont le battement devait rester constant d'un point à un autre. Cependant les différents appareils basés sur ce principe ayant une précision relative trop faible, les gravimètres modernes sont basés sur le principe du peson à ressort (fig. 4.9).

Une tige horizontale, pouvant tourner autour d'un axe O , porte à son extrémité une masse m . Elle est retenue par un ressort principal qui équilibre entièrement le couple de rotation dû au poids mg . L'ajustement est complété par un ressort secondaire. Lorsque g varie la masse m se déplace, et l'on agit sur la tension du ressort secondaire pour ramener la masse m à sa position initiale. La mesure de la tension du ressort secondaire fournit la variation de g .

Avec quelques astuces de montage, des appareils basés sur ce principe permettent de déceler des variations de l'ordre du microgal (soit le milliardième de la valeur moyenne de g). Durant tout le temps de son utilisation, le ressort principal doit garder des propriétés élastiques constantes, ce qui nécessite un étalonnage fréquent de l'appareil (à partir de la valeur mesurée à Potsdam en Allemagne, prise comme étalon) : **les mesures de g sur les gravimètres à ressort sont donc relatives.**

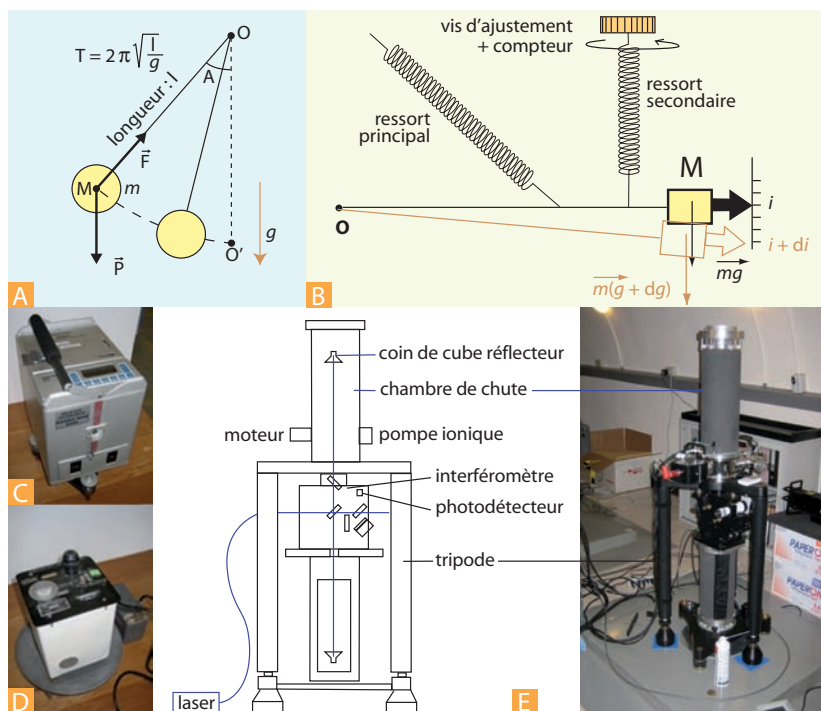


Figure 4.9 Pendule et gravimètres.

- A. Le pendule a d'abord été utilisé pour mesurer g . Sa période d'oscillation T dépend uniquement de sa longueur et de g .
- B. Le principe du gravimètre à ressort. On mesure les (di) relatifs induits par les variations infimes de g (dg). Ces mesures nécessitent les rattachements fréquents à une base où g est connu, pour étalonner l'appareil.
- C. Le gravimètre Scintrex CG5 de résolution 10^{-8} m/s^2 .
- D. Le gravimètre Lacoste & Romberg Modèle G, de résolution 10^{-7} m/s^2 .
- E. Le gravimètre absolu FG-228, instrument national du parc INSU-Gmob. À gauche, principe de fonctionnement, à droite l'appareil géré par le laboratoire Géosciences Montpellier. C'est un gravimètre balistique portable (Micro-g Lacoste, Lafayette, USA) de résolution 10^{-8} m/s^2 .

Encart 4.3 – La mesure absolue de g , les observatoires nationaux et le réseau RESIF

Les laboratoires de géophysique sont équipés de nombreux gravimètres à ressort, relativement rustiques (fig. 4.9) qui, rappelons-le, ne permettent que des mesures relatives et qui doivent être rattachés régulièrement à une base de référence. Les mesures absolues de g utilisent la loi de la chute des corps ($y = 1/2gt^2$). Un dispositif complexe (chute du miroir d'un interféromètre dans le vide du krypton 86) réalisé au Bureau international des poids et mesures (pavillon de Breteuil, Sèvres) a déjà permis d'obtenir une précision de l'ordre de 10^{-9} dans la mesure absolue de g . Aujourd'hui, des recherches menées à l'observatoire de Paris (14^e) au sein de l'unité mixte de recherche (UMR) SYRTE (Systèmes de Référence Temps-Espace) ont permis de développer un gravimètre quantique absolu ultraprécis. Son fonctionnement repose sur des techniques d'interférométrie atomique avec des

atomes refroidis à une température de l'ordre du μK . Durant la chute libre de ces atomes dans le vide, on mesure par interférométrie atomique des déphasages directement proportionnels à g .

Deux gravimètres absolus transportables sont basés en France, à Strasbourg et Montpellier. Leur fonctionnement, présenté sur la fig. 4.9 s'appuie sur la chute d'un miroir et non sur la chute d'atomes. Leur précision très importante permet de mesurer les variations de g dues aux **marées terrestres** et également de mesurer des déformations lithosphériques dues aux surcharges d'eau sur les littoraux en fonction des marées océaniques ou bien dues aux recharges et décharges de grands aquifères régionaux. Le laboratoire Géosciences de Montpellier mesure ainsi en routine les variations de g dues à la surcharge des eaux de pluie dans les karsts des Causses. Les

versions facilement transportables de tels appareils sont prévues pour réaliser des mesures le long de transects perpendiculaires aux structures dans les chaînes de montagnes. Ces mesures seront répétées tous les 5 à 10 ans. Cette opération, déjà testée dans les Andes, devrait permettre de calculer les variations de masse instantanées dues à la tectonique et de compléter ainsi les données issues des techniques GPS (voir fig. 7.16). Les mesures en routine de g sont réalisées depuis 1987, non loin de Strasbourg, dans un ancien fort de la première guerre mondiale, à l'abri des perturbations anthropiques, à l'aide de gravimètres cryogéniques. On obtient ainsi une longue série de mesures qui permet d'étudier les variations temporelles du champ de gravité terrestre. Ces variations

peuvent avoir des causes externes (Lune, planètes) ou interne (mouvements du noyau et de la graine). Ces mesures sont couplées à d'autres mesures géophysiques réalisées dans des observatoires nationaux. On obtient ainsi des séries longues, significatives permettant des corrélations entre des signaux de diverses origines. En France, tous les laboratoires réalisant des observations géophysiques sont fédérés au sein d'un réseau national, le réseau RESIF construit comme un consortium d'organismes de recherche et d'établissements académiques français. Il est coordonné par le CNRS-INSU, et s'appuie sur les Observatoires des Sciences de l'Univers de l'ensemble du territoire. Il est composé d'instruments sismologiques (vélocimètres et accéléromètres), géodésiques et gravimétriques.

4.3.3 Les variations de la pesanteur à la surface du globe

La valeur moyenne de la pesanteur est de l'ordre de 981 gals, elle est susceptible de variations à la surface de la Terre en fonction de :

- l'**altitude**, car la distance au centre de la Terre augmente ce qui diminue l'effet de l'attraction universelle mais augmente celui lié à la rotation terrestre ;
- la **latitude**. Du fait de l'aplatissement terrestre, le rayon polaire est inférieur au rayon équatorial, la force de gravitation est donc plus grande au pôle qu'à l'équateur. D'autre part nous avons vu que l'intensité de la force axifuge dépend aussi de la latitude (nulle aux pôles, maximale à l'équateur) ;
- l'**hétérogénéité des caractéristiques physiques des roches**, notamment de la distribution de la densité, autour du point de mesure et le long d'une colonne jusqu'au centre de la Terre.

Encart 4.4 – Les échelles de variations de g

Les variations de g par rapport à la valeur théorique attendue sur l'ellipsoïde de référence montrent diverses amplitudes et longueurs d'onde. La cartographie du géoïde (où g est constant par définition) met en évidence ces variations par rapport à un ellipsoïde de référence, comme nous le verrons ci-après. Les grandes longueurs d'onde (plusieurs milliers de kilomètres) traduisent une distribution des masses hétérogène dans le manteau inférieur. Les variations à moyenne longueur d'onde (1 000 km) traduisent les hétérogénéités sous la lithosphère.

À l'échelle régionale (entre 1 000 et 100 km) on obtient des renseignements sur la dynamique des enveloppes solides, et particulièrement sur les mouvements verticaux de la lithosphère. À l'échelle locale, l'étude des variations de g trouve une application dans la connaissance des structures du sous-sol. La figure 4.8 B montre par exemple la forme d'anomalies créées par des masses de densité variable distribuées dans le sous-sol, dans la partie supérieure de la croûte. En prospection pétrolière ou minière, ces informations sont de premier ordre.

4.4 LA REPRÉSENTATION GRAVIMÉTRIQUE DE LA TERRE : L'ELLIPSOÏDE DE RÉFÉRENCE ET LE GÉOÏDE

Il est nécessaire de disposer d'un modèle correct de la forme de la Terre, ne serait-ce que pour établir des cartes précises. Sa détermination n'est pas simple et les méthodes géométriques classiques (mesures par triangulation) ne sont pas suffisantes.

4.4.1 L'ellipsoïde de référence

Si la Terre était homogène et immobile, sa surface serait une équipotentielle de pesanteur parfaitement sphérique. Du fait de la rotation de la Terre sur elle-même, cette surface théorique n'est pas une sphère mais un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles. Ainsi, en faisant abstraction de toutes les irrégularités de la surface de la Terre, on peut définir un **ellipsoïde de référence**, **approximation mathématique théorique et simplificatrice de la surface du globe**. C'est à partir de cette surface que les représentations cartographiques de la Terre sont définies, comme par exemple toutes les projections actuellement utilisées : Mercator, UTM, Lambert, etc. La définition de cet ellipsoïde de référence, le plus proche possible de la surface terrestre réelle, a été un enjeu scientifique essentiel.

Partant du principe qu'un fluide en équilibre voit sa surface coïncider avec une équipotentielle de pesanteur, **Clairaut** (1713-1765) a tenté de déterminer la forme d'équilibre d'une masse fluide en rotation uniforme, soumise à sa propre attraction. Il a montré que pour un fluide homogène (et pour les dimensions et la vitesse de rotation de la Terre) cette forme était un **sphéroïde** dont l'approximation mathématique correspondait à un **ellipsoïde de révolution** présentant un aplatissement de 1/232. Cet aplatissement est beaucoup plus fort que celui de la Terre, qui n'est que de l'ordre de 1/298. Cet aplatissement restreint est lié à la non-homogénéité de la Terre. Cette observation fut d'ailleurs l'un des arguments utilisés au XIX^e siècle, avec les mesures de la densité moyenne de la Terre, pour postuler le caractère non homogène de la Terre et l'existence d'un noyau dense en profondeur (notion de **barysphère**).

Encart 4.5 – Les cassiniens contre les newtoniens

On sait depuis le XVII^e siècle que la Terre n'est pas une sphère. En effet, en 1672, un horloger français, Richer, transportant à Cayenne une horloge parfaitement réglée à Paris, constata qu'elle retardait en Guyane de 2 minutes 30 secondes par jour. **Newton et Huyghens** attribuent ce retard à une diminution de g et postulent que la Terre ne doit pas être une sphère mais un **ellipsoïde de révolution aplati suivant l'axe polaire**. Parallèlement la famille **Cassini**, astronomes célèbres, est chargée par le gouvernement français d'établir une carte précise du pays ; leurs mesures révèlent aussi que la Terre

est un ellipsoïde de révolution mais celui-ci devait être **allongé suivant l'axe polaire**. Il s'ensuit une polémique scientifico-mondaine dans les salons parisiens : la célèbre querelle des newtoniens et des cassiniens. Louis XV, pour trancher, ordonne deux mesures d'une partie de l'arc du méridien, l'une vers le pôle (expédition de Laponie, dans le golfe de Botnie dirigée par Clairaut et Maupertuis), l'autre au niveau de l'équateur (expédition du Pérou, réalisée par Bouguer et La Condamine). Les résultats confirment les prédictions de Newton et de Huygens.

De ce fait, la surface terrestre réelle est plus complexe que l'**ellipsoïde de Clairaut** mais Clairaut a montré qu'il existe une relation simple entre l'aplatissement et la pesanteur.

Soit $f = (a - b)/a$ l'aplatissement terrestre (a étant le rayon équatorial et b le rayon polaire). La valeur de la pesanteur en fonction de la latitude (λ) est donnée par la formule :

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \lambda) \quad (6)$$

où g_e est la valeur de la pesanteur à l'équateur. β est égal à $\frac{5\omega^2 a}{2g_e}$, ω étant la vitesse angulaire de la rotation de la Terre.

On pourrait, de plus montrer que β est en fait égal à $(g_p - g_e)/g_e$ (g_p étant la valeur de la pesanteur au pôle). β représente donc « l'**aplatissement gravimétrique** ».

Le théorème de Clairaut a été développé par Stokes en 1849 et par Helmert en 1884. En prenant un aplatissement f de 1/297, la valeur de la gravité peut être calculée en tout point à la surface de l'ellipsoïde, en fonction de la latitude (λ), par la formule :

$$g = 978,0498 (1 + 0,0052884 \sin^2 \lambda - 0,0000059 \sin^2 2\lambda) \quad (7)$$

La constante 978,0498 représente une estimation statistique de g_e , faite à partir de différentes mesures (décision de Stockholm, 1930). Le terme contenant $\sin^2 \lambda$ incorpore les effets de l'aplatisse-

ment et de la force axifuge ; le terme contenant $\sin^2 2\lambda$ correspond à une correction de la non-conformité de détail entre le sphéroïde (forme du corps en rotation) et l'ellipsoïde censé le représenter par calcul.

Des déterminations plus récentes, utilisant notamment les variations d'orbites de satellites, ont montré que les valeurs de a et f utilisées étaient incorrectes. À partir d'un aplatissement de 1/298,25 l'équation précédente a été légèrement modifiée :

$$g = 978,0318 (1 + 0,0053024 \sin^2 \lambda - 0,0000058 \sin^2 2\lambda) \quad (8)$$

La nouvelle équation incorpore, de plus, une correction de g faite par rapport à la valeur absolue mesurée à Potsdam.

D'autres études (Caputo, 1963) ont montré que la forme de la Terre était plus proche d'un ellipsoïde triaxial mais l'amélioration vis-à-vis du champ de gravité n'étant pas significative, le modèle biaxial a été conservé.

Encart 4.6 – Le choix de l'ellipsoïde de référence

Chaque service géographique a choisi son propre ellipsoïde de référence en fonction de sa facilité d'emploi par rapport à son territoire national. Ainsi l'**ellipsoïde de Clairaut**, tangent à la surface terrestre à Paris (place du Panthéon), est assez éloigné de celle-ci au niveau du continent américain, où l'on utilise un autre ellipsoïde de référence plus tangent à la surface réelle aux États-Unis : l'**ellipsoïde de Hayford**.

Aussi, selon l'ancienneté des cartes géographiques, selon les services géodésiques des pays concernés ou même selon la position des cartes à la surface du globe, les ellipsoïdes de référence

utilisés officiellement diffèrent par la valeur du demi-grand axe (a) et celle du rapport grand axe sur petit axe (b) (fig. 4.2). Des campagnes de géodésie aérospatiale, menées dans le cadre de grands programmes américains ou internationaux depuis 1965, ont permis de fixer les données géodésiques fondamentales dans le système **GRS** (*Geodesic Reference System*) (ellipsoïde IAG GRS 80). Depuis, avec l'avènement du système de positionnement GPS, c'est l'ellipsoïde **WGS 84** (*World Geodetic System*, 1984) qui s'est imposé au niveau mondial. Il est défini par son demi-axe $a = 6\,378\,137,0$ m et par son aplatissement $f = (a - b)/a = 1/298,257223563$.

4.4.2 Le géoïde

Par définition, la verticale est donnée en tout point du globe par la direction du fil à plomb (donc par la direction locale de la pesanteur). Les différentes verticales ne sont pas partout parallèles entre elles car la topographie peut provoquer, ainsi que l'avait remarqué Bouguer pour les Andes lors de l'expédition de 1749 au voisinage du Chimborazo (volcan andin de l'Équateur), des déviations de la verticale vers le relief (fig. 4.10).

L'horizontale est définie, en un lieu, comme la direction perpendiculaire à la verticale donnée par la direction du fil à plomb. De proche en proche, il est possible de faire le tour de la Terre en restant sur une horizontale à pesanteur constante. Une telle surface est dite équipotentielle de pesanteur. En partant du centre de la Terre, il existe une infinité de surfaces équipotentielles emboîtées les unes dans les autres.

Comme il est impossible de prendre pour référence la surface réelle de la Terre, qui a une forme complexe et irrégulière, on a été amené à utiliser une surface fictive déduite de l'étude de la pesanteur : le **géoïde**. Le géoïde, qui représente la « forme gravimétrique » de la Terre, est défini comme l'équipotentielle de pesanteur correspondant à un instant donné à la surface moyenne des océans.

Du fait des hétérogénéités de masse au sein du globe, cette surface n'est pas régulière, mais présente des **ondulations par rapport à la surface de l'ellipsoïde de référence**. La verticale réelle d'un lieu est définie en tout point comme la perpendiculaire à cette surface équipotentielle. Du fait de la non-coïncidence entre le géoïde et l'ellipsoïde de référence, cette verticale peut s'écarter très légèrement de la verticale théorique. On peut donc aussi décrire les variations de la surface du géoïde comme des déviations de la verticale. Cette représentation est parfois utilisée car il est plus facile de mesurer des déviations de la verticale que des valeurs de la pesanteur.

On peut ainsi représenter sur une carte les écarts (positifs ou négatifs) du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence (fig. 4.11 A). À grande échelle, au niveau d'une coupe méridienne (vers 60° E, fig. 4.11 B), le géoïde a la forme d'une poire avec un écart de plus de 10 m au pôle Nord et de -30 m au pôle Sud par rapport à l'ellipsoïde.

Les ondulations du géoïde présentent des longueurs d'onde de plusieurs ordres (entre 10 000 km et quelques kilomètres). Elles reflètent des différences de masse d'autant plus profondes au sein du globe que la longueur d'onde de l'ondulation est grande. La carte obtenue est donc **très dépendante de la longueur d'onde** à laquelle on travaille.

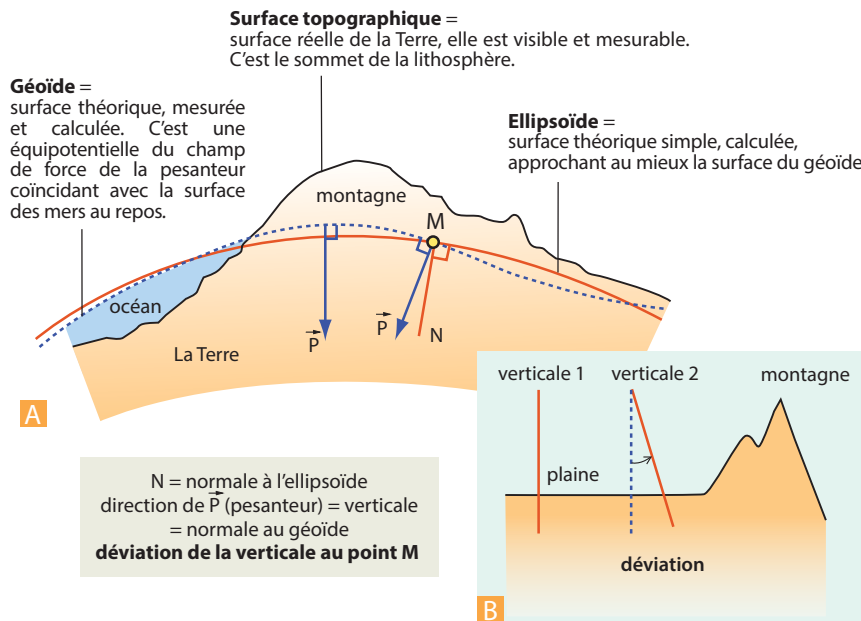


Figure 4.10 Géoïde, ellipsoïde et verticale.

- A. Les différentes surfaces décrivant les formes de la Terre.
- B. La déviation de la verticale par les reliefs.

Aux très grandes longueurs d'onde (10 000 km) la carte obtenue (fig. 4.11) est celle du modèle dit en balle de tennis avec un creux au sud de l'Inde et une bosse au niveau de l'Atlantique nord (-90 m au sud de l'Inde et +50 m au sud de l'Islande). Ces très grandes ondulations du géoïde sont considérées comme le reflet de différences de masse dues à des circulations convectives dans le manteau inférieur. Ces anomalies, qui auraient une durée de vie de l'ordre de 100 Ma, coïncident remarquablement avec les données de la **tomographie sismique** (atténuation des ondes S). Cette caractéristique fait de la Terre une planète à part. En effet, les grandes ondulations du géoïde ne sont pas calquées sur les grandes variations de la topographie terrestre. Ceci permet donc d'affirmer que la **circulation convective** (qui entretient dynamiquement les différences de densité) **est active dans le manteau**.

Des ondulations à moyenne longueur d'onde (de l'ordre de 1 000 km) et d'amplitudes plurimétriques permettent de visualiser des hétérogénéités de densité, plus nombreuses, situées à des profondeurs de 100 à 200 km. Bien visibles au-dessus du Pacifique, elles sont organisées en linéations et sont interprétées comme la marque d'une convection active dans le manteau supérieur (rouleaux de convection situés au-dessous de la lithosphère et accompagnant le glissement de la plaque Pacifique sur l'asthénosphère vers le NW) (fig. 4.11D).

À cette échelle, la dorsale du Pacifique se marque par un bombement du géoïde qui signifie que son enracinement dans le manteau est assez profond. La signature gravimétrique de la dorsale Atlantique est beaucoup moins nette, elle implique donc des processus beaucoup plus superficiels, dans le manteau supérieur.

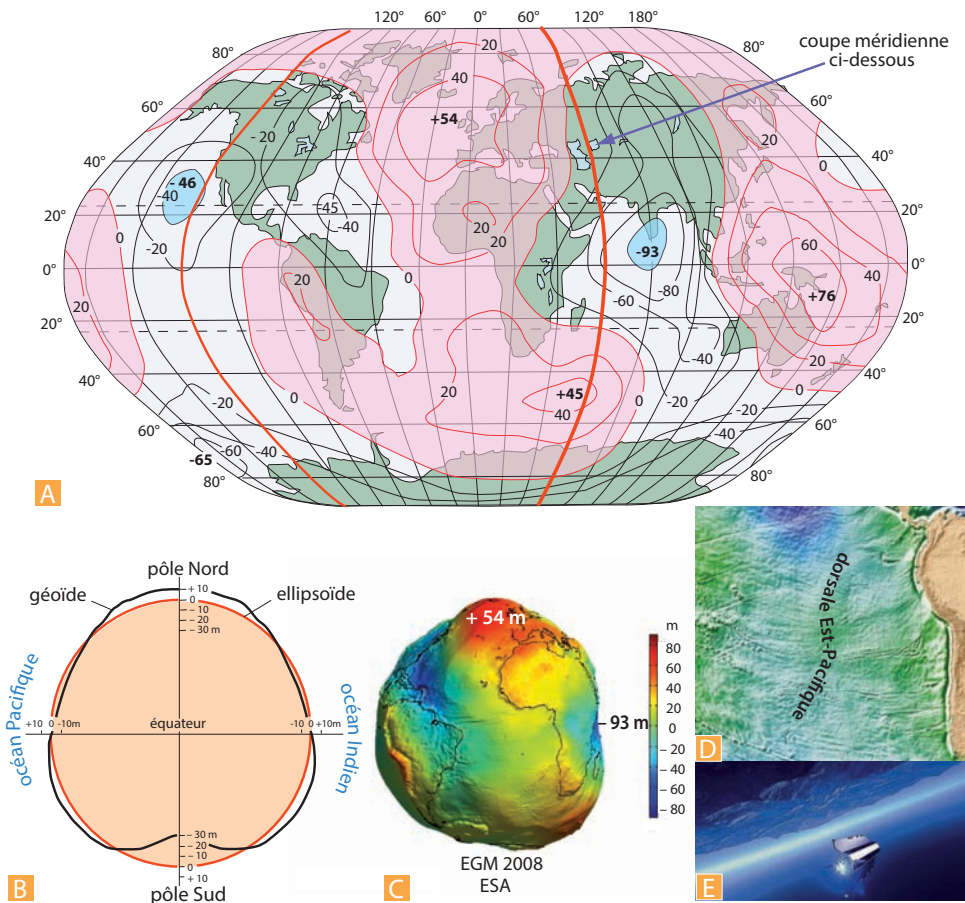


Figure 4.11 La surface du géoïde.

- A.** La carte du géoïde, écarts positifs (en rouge) ou négatifs (en bleu), en mètres, par rapport à un ellipsoïde d'aplatissement 1/298,252. Cette carte des ondulations à très grandes longueurs d'onde (10 000 km) correspond au modèle dit en balle de tennis (en référence à la forme de la couture) avec un creux au sud de l'Inde (−90 m) et une bosse au niveau de l'Atlantique nord (+50m). Le géoïde est la surface équipotentielle de pesanteur en coïncidence avec le niveau moyen des océans. Si la Terre était parfaitement homogène en densité, la valeur de la pesanteur serait constante sur toute la surface de l'ellipsoïde. Or la répartition des masses internes est hétérogène. De plus, ces masses sont animées de mouvements (convection, rebond post-glaciaire, subsidence des bassins, surrection des montagnes). Aussi, une surface équipotentielle de pesanteur n'est pas un ellipsoïde de révolution, mais une surface quelconque présentant des anomalies par rapport à l'ellipsoïde et dont la signification est à rechercher dans la dynamique du globe. Les ondulations du géoïde à très grande longueur d'onde sont dues à des mouvements de convection dans le manteau inférieur. Les « bosses » du géoïde coïncident grossièrement avec les régions « chaudes » vues par la tomographie sismique à 2 850 km de profondeur.
- B.** Comparaison d'une section méridienne (à 60° E) du géoïde (courbe noire) et de l'ellipsoïde de référence (la représentation des hauteurs en mètres est exagérée).
- C.** Il a existé plusieurs versions du géoïde, de plus en plus précises. Une des dernières est calculée grâce au satellite GOCE de l'ESA, lancé en 2009 et dont l'objectif est le calcul précis du champ de gravité terrestre par l'analyse de la trajectoire du satellite et par capteurs internes (GOCE signifie *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*). GOCE est ré-entré dans l'atmosphère et s'est désintégré naturellement, après une mission bien remplie, le 11 novembre 2013. Auparavant, la mission *Gravity Recovery And Climate Experiment* (GRACE) de la NASA avait permis d'obtenir des cartes précises des variations du champ de gravité.
- D.** Extrait de la carte des anomalies du géoïde terrestre autour de la dorsale Est-Pacifique (document GRGS). Dans les moyennes longueurs d'onde (> 2 000 km), on distingue des linéations d'amplitude 20 mGal qui pourraient être la marque d'une convection à petite échelle, sous la lithosphère océanique, perpendiculaire à la direction de l'accrétion.
- E.** Le satellite GOCE de l'ESA.

Voir chap. 6

Les ondulations à plus courte longueur d'onde, de l'ordre du kilomètre, et de faible amplitude (métriques) sont provoquées par les reliefs de la topographie sous-marine. Un bombement du géoïde correspond à un relief positif (ride, mont sous-marin), un creux du géoïde, correspond à une dépression dans le plancher océanique. Ainsi une zone de fracture océanique majeure (3 000 m de décalage de bathymétrie) engendre une perturbation du géoïde de l'ordre du mètre (*fig. 4.13*). Le panache d'un point chaud provoque un bombement du géoïde de l'ordre de 5 m sur une circonférence de 1 000 km par l'effet de l'étalement de la tête du panache sous la lithosphère. Ces propriétés sont à la base de la cartographie des fonds sous-marins par altimétrie satellitaire, comme nous le présentons ci-après.

4.4.3 L'apport des techniques spatiales à la détermination du géoïde : déviation d'orbite des satellites et altimétrie satellitaire

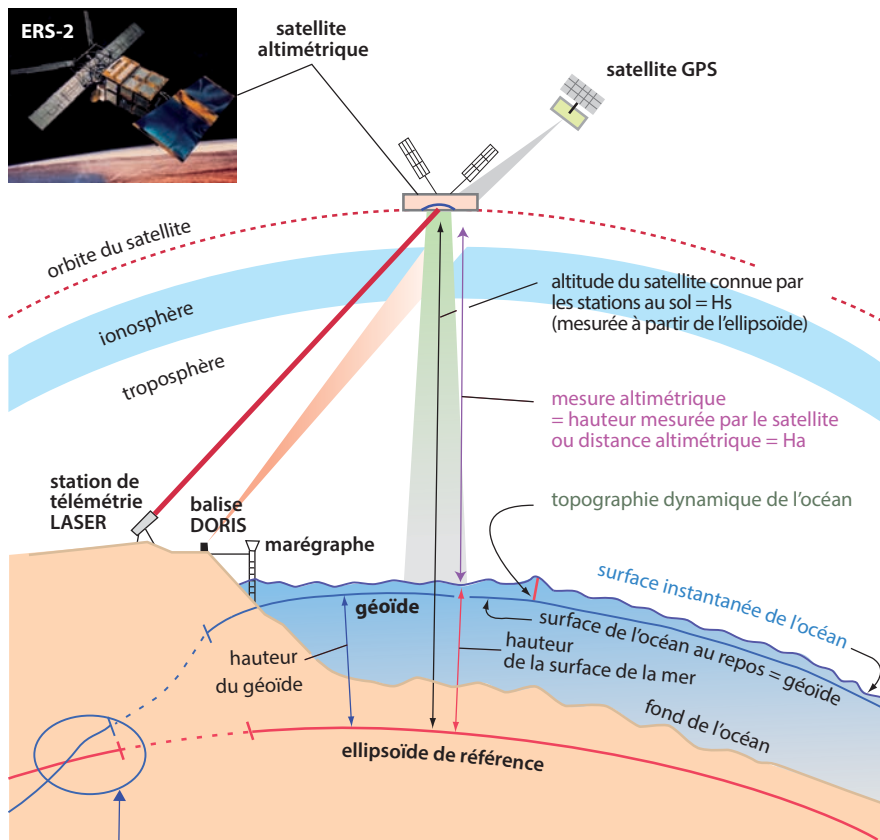
La trajectoire des satellites est suivie et surveillée depuis la Terre grâce à des stations de poursuite qui calculent les modifications de leurs orbites (*fig. 4.12*). Le nombre de plus en plus important de satellites et la nécessité de les guider au mieux afin de réajuster les trajectoires ont permis de décrire en détail la forme du géoïde.

Encart 4.7 – Le système DORIS (détermination d'orbite et radiopositionnement intégré par satellite)

Développé par la France (CNES, GRGS et IGN), ce système a été spécialement conçu pour suivre, avec une précision de l'ordre de 10 cm, l'orbite du satellite d'altimétrie radar Topex-Poseidon destiné à étudier le niveau moyen des océans et les courants de surface. Le principe de la mesure se fonde sur l'effet Doppler. Un réseau au sol comporte une cinquantaine de balises réparties régulièrement à la surface du globe. Chaque balise émet un signal que le

satellite reçoit et sur lequel il calcule le décalage Doppler des ondes émises. Les orbites sont connues de cette façon avec grande précision. Des irrégularités de celles-ci, on peut déduire les forces agissant sur le satellite dont celles liées au champ de gravité terrestre. Il devient possible de réaliser une cartographie complète du champ de gravité en altitude et de déterminer ainsi la forme du géoïde à grande échelle.

Pour les ondulations du géoïde de plus courte longueur d'onde, on utilise l'altimétrie satellitaire. Le principe repose sur la mesure de la distance entre un satellite altimétrique émetteur-récepteur et la surface de l'océan à l'aide d'un radar à haute fréquence. L'utilisation des données est variable selon le type de renseignements que l'on désire obtenir. L'océanographie physique, qui étudie les courants océaniques (données dynamiques), s'intéresse à des écarts entre une valeur à un temps t et une moyenne locale. On détermine ainsi les instabilités de hauteur de la surface de la mer, comme les gonflements (15 à 50 cm) dus au phénomène **El Niño** dans le Pacifique ou au **Gulf Stream** en Atlantique (variations de 1 à 2 m de la hauteur de la mer). Pour déterminer la morphologie sous-marine il faut, au contraire, multiplier les mesures en un point pour pouvoir retirer le signal dû à la variation dynamique de surface de l'océan (houles, marées, courants, etc.).



selon les régions, le géoïde peut se situer au-dessus ou au-dessous de l'ellipsoïde (fig. 4.10)

Figure 4.12 Le principe de l'altimétrie satellitaire.

L'altitude du satellite est connue par son orbite, qui est elle-même référencée par rapport à l'ellipsoïde. Un radar du satellite envoie des ondes très hautes fréquences (13 kHz) qui se réfléchissent sur la surface de la mer et permettent de mesurer la distance entre le satellite et la surface instantanée de l'océan. Par différence, on obtient la hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde. La distance entre la surface moyenne de l'océan (géoïde) et la surface instantanée correspond à la topographie dynamique océanique.

La topographie dynamique des océans varie au cours de la journée en fonction du climat local et des courants : c'est la donnée de base pour les océanographes qui étudient les mouvements des masses d'eaux océaniques. On peut s'en affranchir en moyennant les mesures effectuées au même point à chaque passage. On peut alors obtenir la distance existant entre le géoïde et l'ellipsoïde ou hauteur du géoïde, mesure nécessaire pour l'établissement des cartes du type de celle de la figure 4.14 C.

4.4.4 De l'altimétrie satellitaire à la bathymétrie mondiale

Les premières mesures altimétriques ont été recueillies par des satellites américains (Geos-3 et Seasat) dont les données « militaires » ont été déclassifiées, dans les années 1990, et rendues exploitables intégralement par les scientifiques. Les cartes mondiales tirées de ces mesures sont soit des cartes basées sur la mesure du champ de gravité qui montrent directement la surface du géoïde, soit des cartes des **anomalies de gravité** plus sensibles à la topographies et aux variations de densité en surface que le géoïde (la gravité varie en $1/d^2$ alors que le potentiel gravitationnel varie en $1/d$). La première carte complète a été présentée par W.H.F. Smith et D.T. Sandwell, de la NOAA et de *Scripps Institution of Oceanography*, en 1997 (fig. 4.14 C). Ces cartes ont permis de voir le détail de certaines structures, notamment les zones de fracture, et de faire de nombreux et rapides progrès en cinématique globale.

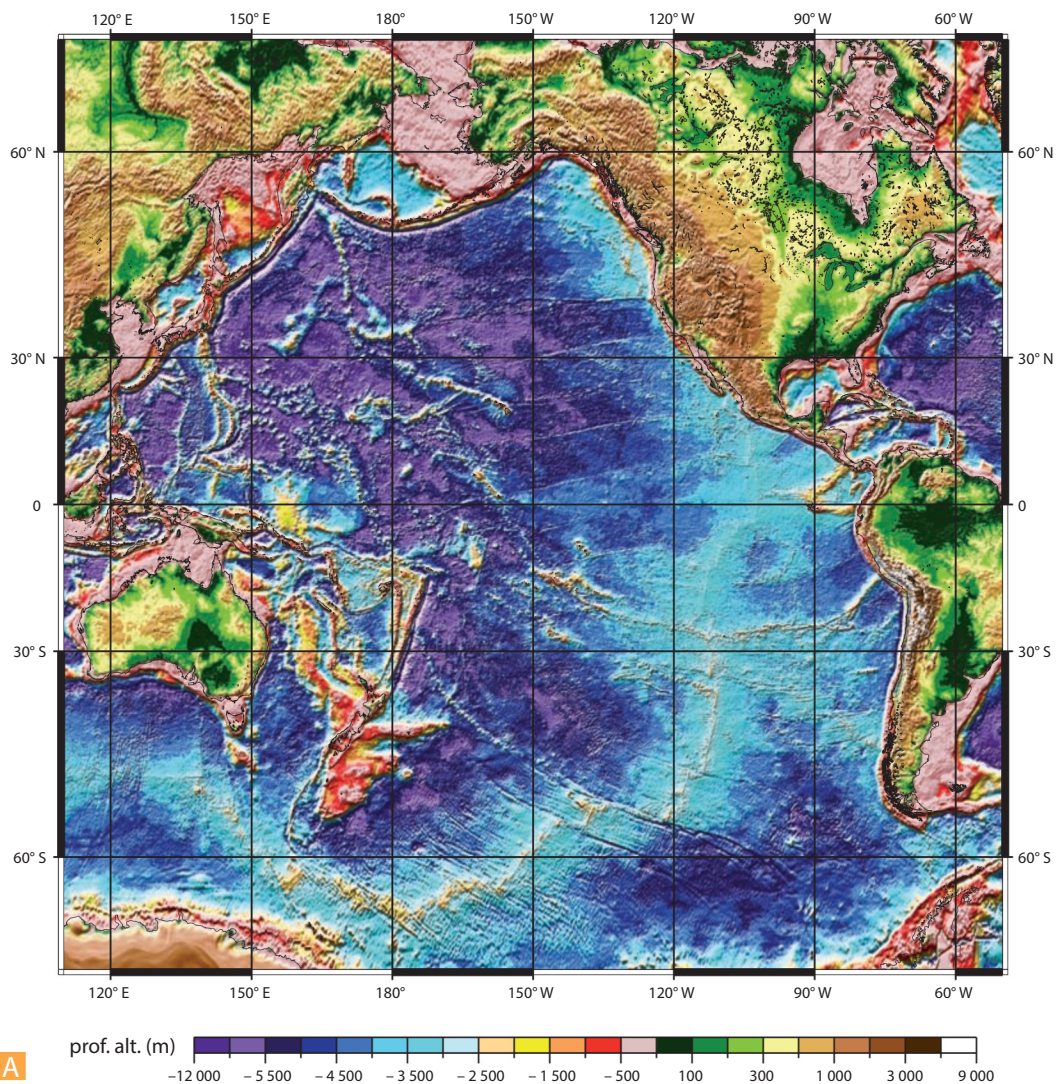
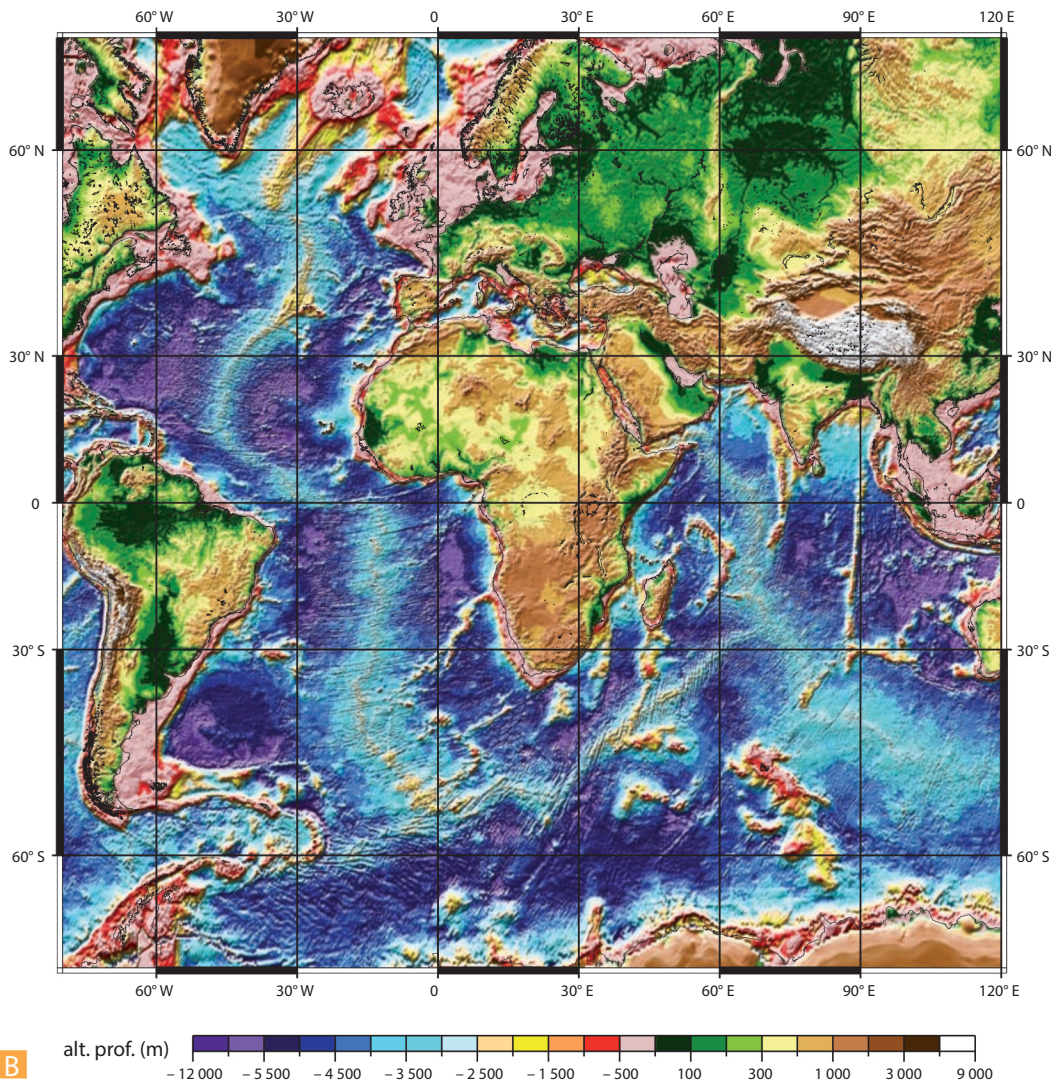


Figure 4.13 Le relief de la Terre : bathymétrie globale par altimétrie satellitaire et topographie continentale.

A. et **B.** La topographie globale est présentée sous la forme de deux cartes centrées sur l’océan Pacifique et sur les océans Atlantique et Indien. Le relief des fonds marins a été obtenu à partir des données de satellites altimétriques mesurant les ondulations de la surface des océans. En France, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) a calculé une surface moyenne océanique (SMO) à partir des mesures collectées successivement par les satellites altimétriques GEOSAT, ERS-1, Topex-Po séidon entre 1987 et 1996. Pour réaliser les cartes présentées ici, les courtes longueurs d’onde du géoïde, extraites de cette SMO, ont été converties en variations de profondeur du fond océanique et ont été calées avec l’ensemble des sondes bathymétriques conventionnelles des bases de données mondiales. Ces calculs ont été réalisés par une équipe du CNES/Toulouse et de l’IRD/Nouméa (Calmant S., Bergé-Nguyen M. et Cazenave A., 2000). On y a adjoint un MNT terrestre.



B

Figure 4.13 (suite)

Ces cartes montrent remarquablement les grandes structures continentales : les chaînes linéaires des Andes et des Rocheuses liées à la subduction, et la chaîne de collision alpine qui s'étire de Gibraltar jusqu'en Indonésie. On distingue également la grande zébrure nord-sud du rift est-africain. Dans les océans, on reconnaît les dorsales (bleu pâle), lieu de création de la nouvelle lithosphère océanique, découpées par les zones de fracture. Les plaines abyssales plus profondes résultent de la subsidence thermique de la lithosphère océanique. Les chaînes de volcans sous-marins sont particulièrement bien visibles dans le nord-ouest du Pacifique (Empereur-Hawaï notamment). On consultera les figures 9.5 et 9.6, interprétations structurales de ces deux cartes et présentant l'essentiel de la toponymie la plus utilisée.

 Voir chap. 10 et 11

 Voir fig. 9.5 et 9.6

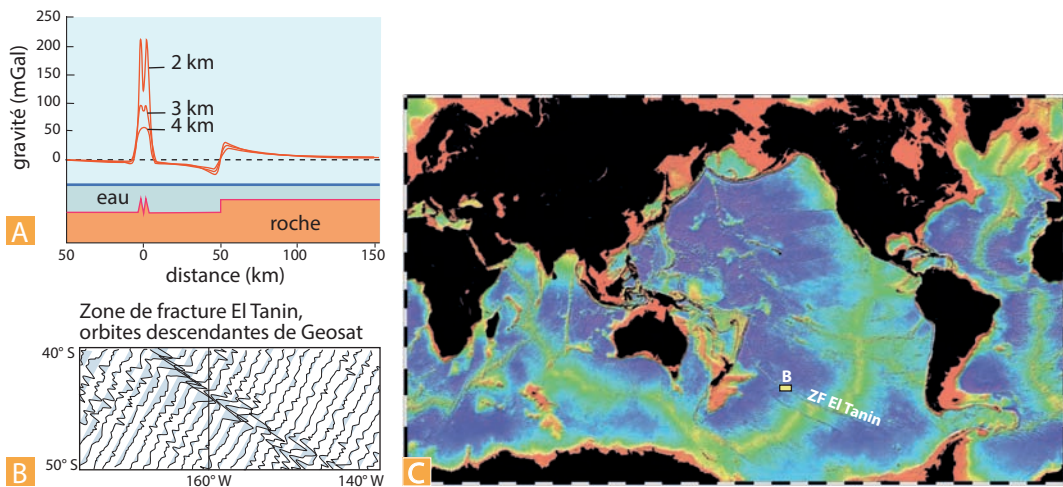


Figure 4.14 Bathymétrie globale par altimétrie satellitaire.

A. Anomalies de gravité dues à des reliefs océaniques. Les courbes correspondent aux anomalies mesurées en surface pour des profondeurs d'eau variables : 2, 3, 4 km au-dessus de l'anomalie topographique. C'est l'interface eau/roche qui par son fort contraste de densité génère l'anomalie de gravité.

B. Un exemple d'enregistrement altimétrique du satellite GEOSAT. On distingue les traces successives du passage du satellite au-dessus de la zone de fracture El Tanin (Pacifique sud). Il s'agit d'une zone de fracture majeure orientée N120 avec un dénivelé topographique de l'ordre de 3 000 m (localisation fig. 9.6). Le long des traces, on reporte les variations de la gravité déterminées grâce à la mesure de la hauteur du géoïde. Ces enregistrements compilés à l'échelle globale permettent de construire la carte mondiale des anomalies de gravité (C).

C. Une des premières cartes représentant la bathymétrie mondiale par les anomalies de la gravité (Smith and Sandwell, 1997). On représente non pas les ondulations de courte longueur d'onde du géoïde, mais la dérivée première de la hauteur du géoïde pour obtenir une image plus représentative des reliefs océaniques. Attention : cette carte n'est pas une carte bathymétrique. Pour obtenir la bathymétrie exacte, il faut croiser ces données avec celles de la bathymétrie conventionnelle et construire les cartes de la figure 4.13.

Voir fig. 9.6

Les nouveaux satellites altimétriques tels que Topex-Poseidon et ERS fournissent maintenant des données avec une précision de 2 cm, soit cinq à dix fois mieux qu'en 1990.

Avant l'utilisation de l'altimétrie satellitaire la surface du fond des océans n'était connue qu'avec une faible précision, sauf en certaines zones où des cartes de détail ont été levées par un système sonar multifaisceau équipant les navires océanographiques (*Seabeam*, *Simrad EM12*, *hydrosweep*, par exemple) (chapitre 9). La communauté océanographique utilisait alors des modèles de topographie mondiale réalisés par compilation de données obtenues le long de routes des navires avec une résolution de 5 minutes d'angles (par exemple ETOPO5). Depuis quelques années, la précision de l'altimétrie satellitaire augmentant, il est devenu possible de proposer des modèles de **topographie mondiale** à haute résolution en « **inversant** » les données des satellites gravimétriques. On utilise les gradients verticaux de gravité mesurés grâce à des couples de satellites, l'un naviguant à une distance de la Terre un peu plus élevée que l'autre. Par définition, le gradient de gravité varie en $1/d^3$. Il est donc plus sensible à la bathymétrie que le champ de gravité.

Le principe est de calculer une topographie (dite topographie prédite) à partir des données altimétriques des satellites et de contraindre le calcul en faisant coïncider là où cela est possible, la topographie prédite à la topographie effectivement mesurée par les navires. On étend ainsi de proche en proche le calcul pour réaliser des cartes mondiales avec une précision encore jamais atteinte (fig. 4.13 A et B).

4.5 LES ANOMALIES DE LA GRAVITÉ

L'exploitation des différentes mesures de la gravité faites à la surface de la Terre n'est pas directement possible puisque la valeur mesurée dépend de plusieurs paramètres liés au lieu de la mesure (altitude, topographie, etc.). Des corrections s'imposent donc avant une étude comparative des valeurs de la pesanteur. Ces corrections servent à éliminer les perturbations gravitationnelles locales pour ne révéler que les hétérogénéités de répartition des masses internes du globe.

Supposons une série de mesures réalisées en un point A à la surface de la Terre, la valeur de la pesanteur obtenue est $g(M_A)$. La démarche consiste à passer de cette valeur mesurée à celle existant sur le géoïde à la verticale du lieu A. Ensuite, on comparera la valeur calculée sur le géoïde à la valeur théorique sur le géoïde en admettant une Terre homogène. On met ainsi en évidence des anomalies qui nous renseignent sur la distribution des masses en profondeur.

Nous n'avons pas accès à la valeur sur le géoïde mais l'équation 8 (page 85) permet de calculer la valeur correspondante, pour la latitude du lieu A, sur l'ellipsoïde (l'erreur ainsi introduite est négligeable). Nous appellerons cette valeur théorique de la pesanteur $g(th)$. Pour comparer $g(M_A)$ nous allons chercher quelle valeur prend $g(th)$ au niveau du point A en faisant une série de corrections (fig. 4.15).

4.5.1 La correction d'altitude (correction de Faye)

On calcule une correction $\delta g_{(altitude)}$ en prenant en compte la différence d'altitude entre l'ellipsoïde et le point A. Soit h cette différence, il a été démontré que cette correction pouvait être faite simplement en supposant une symétrie sphérique pour la Terre. On peut alors écrire à partir de l'équation (2) p. 79 :

$$\delta g_{(altitude)} = 2 [(G \cdot M)/r^2] \cdot (h/r)$$

où r est le rayon terrestre, M la masse de la Terre et G la constante de la gravitation universelle.

Cette correction d'altitude correspond à une diminution de 30,86 mGal par 100 mètres d'élévation (formule de Faye). Elle suppose donc qu'il n'y a aucune masse au-dessus du géoïde susceptible de modifier la gravité d'où le nom aussi donné de « réduction à l'air libre ».

On appelle **anomalie « à l'air libre »** :

$$\Delta g_{(air\ libre)} = g(M_A) - [g(th) - \delta g_{(altitude)}]$$

où $g(M_A)$ est la valeur mesurée au point A, $g(th)$ la valeur théorique calculée pour l'ellipsoïde (équation 8) et $\delta g_{(alt)}$ la correction d'altitude.

Les anomalies « à l'air libre » sont, en général, faibles (de l'ordre de 50 mGal), positives ou négatives suivant les stations.

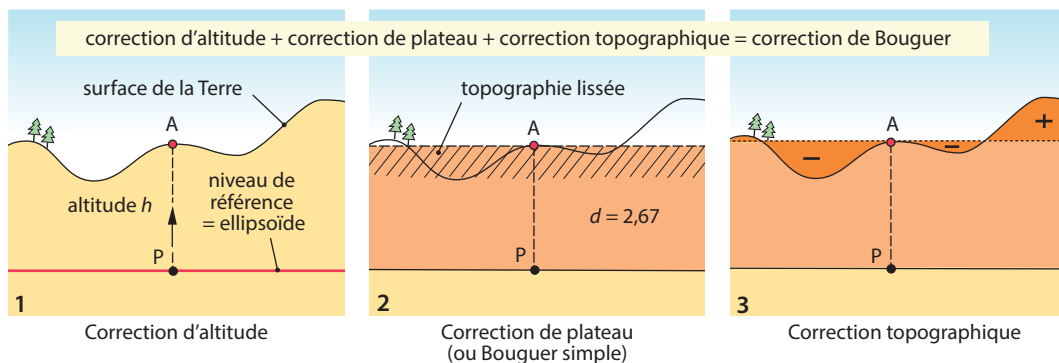


Figure 4.15 Représentation schématique des différentes corrections gravimétriques.

4.5.2 La correction de plateau

Dans la correction d'altitude, nous avons négligé la matière terrestre se trouvant entre le géoïde (approché par calcul sous la forme de l'ellipsoïde) et la surface où se trouve le point A. Dans la correction de plateau (fig. 14.6), on assimile cette surface terrestre à une horizontale et l'espace restant est comblé par une matière de densité 2,67 (représentant la moyenne des roches crustales). La matière ajoutée forme donc un plateau, d'où le nom de la correction qui tient compte de l'attraction supplémentaire. On a ainsi :

$$\delta g_{(\text{plateau})} = 2\pi K\rho h.$$

Elle correspond à une **augmentation** de 11,18 mGal pour une élévation de 100 m. La densité choisie ($\rho = 2,67$) est parfois trop forte ; d'autres modèles utilisant $\rho = 2,5$ conduisent à une correction de +10,47 mGal par 100 m.

4.5.3 La correction de topographie

La correction de plateau néglige totalement les irrégularités topographiques de la surface terrestre. Ces irrégularités (montagnes, vallées, etc.) influent donc en excès ou en défaut sur la pesanteur par rapport au plateau de la correction précédente. Il convient donc de faire une correction fine de la topographie locale (fig. 4.15). Pour cette correction, on utilise un système d'abaques qui facilite son évaluation. Elle peut avoir une valeur assez forte dans les régions de relief contrasté (123 mGal pour le sommet du mont Blanc, 46 mGal à Chamonix).

4.5.4 La correction de Bouguer

On appelle correction de Bouguer la somme des trois corrections précédentes (fig. 14.6).

$$\delta g_{(\text{Bouguer})} = \delta g_{(\text{altitude})} + \delta g_{(\text{plateau})} + \delta g_{(\text{topographique})}$$

L'**anomalie de Bouguer** au point A sera :

$$\Delta g_{(\text{Bouguer})} = g(M_A) - [g(\text{th}) - \delta g]_{(\text{Bouguer})}$$

où $g(M_A)$ est la valeur mesurée au point A, $g(\text{th})$ la valeur théorique calculée pour l'ellipsoïde.

Les deux exemples de l'encart 4.8 conduisent à deux remarques :

- les anomalies à « l'air libre » sont faibles (sauf dans les régions très accidentées), de l'ordre de 0,003 à 0,004 % de la valeur moyenne de la pesanteur. Ceci prouve que, sans être totalement parfait, le modèle théorique de globe terrestre (ellipsoïde) a été bien choisi et en représente une bonne approximation ;
- en réalité, les corrections de Bouguer (correction de plateau + correction topographique), supposées améliorer la concordance entre valeurs calculées et mesures réelles, augmentent la différence. On a cru supprimer l'effet d'une montagne en corrigeant la valeur de g , on l'a trop modifiée, l'anomalie est devenue négative.

La répartition géographique de l'anomalie de Bouguer a un caractère systématique. Les anomalies de Bouguer sont :

- faibles au niveau des plaines ;
- positives au niveau des océans ;
- négatives au niveau des chaînes de montagnes.

Dans l'approche théorique de la signification des anomalies de la pesanteur, on constate que les corrections qui paraissaient s'imposer, étaient en fait inutiles. La matière située entre le géoïde et la surface terrestre n'a pas l'influence sur la valeur de la pesanteur à laquelle on pouvait s'attendre. Et, de plus, tout se passe comme si, dans la nature, l'effet des reliefs sur la pesanteur, était déjà compensé en profondeur. Bouguer avait déjà noté, en 1749, un déficit dans l'intensité de la déviation de la pesanteur par le Chimborazo (volcan andin de l'Équateur). De même, au milieu du XIX^e siècle, Everest constatait que la déviation de la verticale, au pied de l'Himalaya, n'était que le tiers de ce qu'elle aurait dû être compte tenu de la masse montagneuse. Une expérience analogue fut faite par Petit (1849) dans

les Pyrénées. Il semble donc que la croûte terrestre est plus légère au niveau des montagnes : soit la densité de la montagne est plus faible que prévu (est-elle creuse par exemple ?), soit la montagne se prolonge en profondeur, au cœur d'une matière plus dense, formant une sorte de « racine » de densité relative plus faible que son environnement.

Encart 4.8 – Deux exemples réels de calculs de corrections et d'anomalies gravimétriques

À la station de Blind Bull (Wyoming, États-Unis) à l'altitude de 2 492,8 m

| | |
|---|----------------|
| – valeur mesurée de g : | 979 722 mGal |
| – valeur théorique de g (calculée à partir de l'ellipsoïde) : | 980 443,9 mGal |
| – correction d'altitude (air libre) : | -769,2 mGal |

– g théorique corrigé : 979 674,7 mGal

■ *Anomalie à l'air libre* : 979 722 mGal – 979 675 mGal = + 47 mGal

| | |
|-------------------------|----------------|
| Correction de plateau : | 979 674,7 mGal |
| | + 278,9 mGal |

– g théorique corrigé : 979 953,6 mGal

■ *Anomalie de plateau* : 979 722 mGal – 979 954 mGal = – 232 mGal

| | |
|------------------------------|----------------|
| – Correction topographique : | 979 953,6 mGal |
| | + 2,0 mGal |

– g théorique corrigé : 979 955,6 mGal

■ *Anomalie de Bouguer* : 979 722 mGal – 979 952 mGal = –230 mGal

À Chamonix (France, altitude 1 038 m)

| | |
|---------------------------------------|----------------|
| – Valeur mesurée de g : | 980 332,9 mGal |
| – Valeur théorique de g : | 980 712,7 mGal |
| – Correction d'altitude (air libre) : | -320,3 mGal |

– g théorique corrigé : 980 392,4 mGal

■ *Anomalie à l'air libre* : 980 332,2 mGal – 980 392,4 mGal = –59,5 mGal

| | |
|-------------------------|----------------|
| Correction de plateau : | 980 392,4 mGal |
| | + 118,0 mGal |

– g théorique corrigé : 980 510,9 mGal

■ *Anomalie de plateau* : 980 332,2 mGal – 980 510 mGal = –177,5 mGal

| | |
|------------------------------|----------------|
| – Correction topographique : | 980 510,4 mGal |
| | -34,0 mGal |

– g théorique corrigé : 980 476,4 mGal

■ *Anomalie de Bouguer* : 980 332,9 mGal – 980 476,4 mGal = –143,5 mGal

4.6 L'INTERPRÉTATION DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES : ISOSTASIE ET MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE

4.6.1 La théorie de l'isostasie

Comme nous l'avons vu ci-dessus, une montagne de densité d_1 ne produit pas l'attraction gravitationnelle que devrait produire un simple relief posé sur un plateau de densité constante d_2 . Il existe deux façons d'interpréter cette observation : soit la densité des colonnes formant le relief est plus faible que celle du plateau, soit ses parties profondes ont une densité inférieure à celle du milieu environnant, formant ainsi une racine légère, atténuant très fortement l'anomalie de pesanteur que l'on s'attendrait à mesurer.

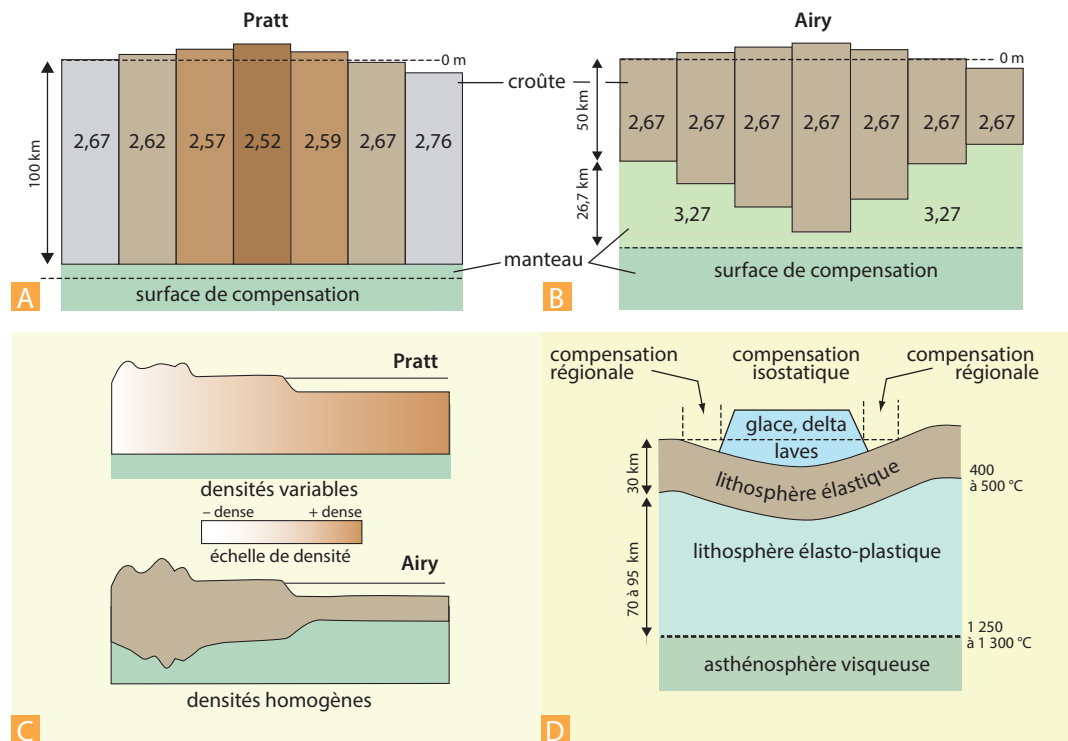


Figure 4.16 L'isostasie.

A. et **B.** Les modèles de compensation gravimétrique de Pratt (1854) et Airy (1855). Le modèle de Pratt est adapté au cas de la lithosphère océanique dont la densité croît avec l'âge. Le modèle d'Airy convient pour les chaînes de montagne dont l'origine est la superposition tectonique de croûtes continentales de densités quasi identiques. Si le manteau était parfaitement fluide, on pourrait positionner la surface de compensation immédiatement sous la croûte. **C.** Les modèles de Pratt et Airy tels qu'ils sont présentés de façon synthétique et pédagogique par Alfred Wegener en 1937.

D. Le modèle de compensation régionale de Veinig-Meinesz. Il intègre un paramètre supplémentaire : l'élasticité de la lithosphère qui permet une compensation isostatique régionale, et non plus par colonnes de roches indépendantes. Exemple pour une surcharge par une calotte glaciaire. L'élasticité à l'échelle régionale rend compte de la subsidence de vastes domaines autour de la charge (fronts des chaînes de montagne, gouttières autour des îles volcaniques).



Voir chap. 8

L'analyse des anomalies gravimétriques conduit donc à l'idée d'une « **compensation** » de la **topographie**. Tout se passe comme si la densité des roches était plus faible que prévu sous les montagnes

et plus forte sous les océans. Différents modèles ont tenté de rendre compte de ce fait. La notion de compensation a été introduite par Pratt (1854) puis précisée par Hayford (1910). Pratt suppose dans son modèle (*fig. 4.16*) que, au-dessus d'un certain niveau uniforme, la partie externe du globe peut être divisée en colonnes, qui ont toutes la même masse. Comme ces colonnes n'ont pas le même volume du fait de la topographie, cela suppose des différences de densité (la densité serait plus forte sous les océans que sous les montagnes). Hayford appela ce niveau **surface de compensation** et partant d'une densité standard de 2,67 sous les océans, il situa la profondeur de cette interface à 113,7 km. En dessous de cette surface, l'influence des reliefs ne se ferait plus sentir. Les pressions dues au poids des colonnes de roches sont donc égales au niveau de la surface de compensation.

L'isostasie est le principe qui régit l'équilibre de ces pressions au sein du globe (Dutton, 1889). Le terme d'isobarie (iso-pression) qui est probablement plus évocateur a été utilisé au tout début de l'histoire de ces recherches.

Une alternative a été proposée en 1855 par Airy (*fig. 4.16*) qui suggéra que les montagnes et l'ensemble de la croûte terrestre « flottent » sur une matière de densité plus forte. L'hypothèse d'Airy est donc une application du principe d'Archimède. Comme dans le modèle de Pratt, en dessous d'une certaine profondeur (vers 80 km dans le modèle d'origine), l'influence du relief ne se fait plus sentir mais la différence de densité des colonnes situées au-dessus de cette surface est obtenue par la combinaison, en quantité variable, d'une matière légère ($d = 2,67$) et d'une matière plus dense ($d = 3,27$). Cet équilibre est dit isostatique et l'on appelle **théorie de l'isostasie** l'ensemble des hypothèses qui expliquent la compensation en profondeur des reliefs superficiels.

Du point de vue mathématique, les deux modèles se valent, et chacun sert de base à toute une série de modèles dérivés, mais plusieurs remarques s'imposent. Tout d'abord dans l'esprit de ces modèles, la surface de compensation est une surface théorique de calcul qui ne correspond pas à une discontinuité telle que nous allons la décrire en sismologie.

En second lieu, on peut passer ces modèles au crible des données géologiques ; le principal défaut du modèle de Pratt est de ne pas rendre compte de l'érosion (une montagne devrait changer de densité au fur et à mesure de son érosion).

Le modèle d'Airy est plus en accord avec les données géologiques sur les continents, notamment l'enfoncement de la « couche légère » sous les montagnes rappelle la notion de **racine** mise en évidence par la sismique. La géographie de la limite « couche légère/couche dense » rappellerait donc celle du Moho. Il est toutefois difficile d'admettre que la topographie du Moho ne soit qu'une reproduction, à l'échelle, de l'enveloppe externe des reliefs.

Un modèle plus complexe introduit la notion de compensation régionale (**modèle de Meinesz**) en répartissant la compensation sur une surface plus large que le relief (*fig. 4.16*). Ce modèle est sans doute le plus satisfaisant mais difficilement abordable par le calcul du fait de sa complexité. Il introduit une notion fondamentale en géodynamique : l'élasticité de la lithosphère lui permet de supporter des charges locales en étendant **les effets de la subsidence au-delà de la charge**. C'est ainsi que se développent les bassins flexuraux, comme nous l'illustrons aux chapitres 8 et 15.

4.6.2 Quel modèle d'isostasie choisir ?

Les différents modèles gravimétriques ont mis en évidence la possibilité de mouvements verticaux importants dans les couches externes du globe terrestre. Nous pouvons nous demander quelle est la signification, d'une part de la surface de compensation et, d'autre part des différentes profondeurs qui lui sont assignées (environ 100 km pour Pratt, autour de 70 km sous les racines des montagnes dans les versions récentes du modèle d'Airy). S'agissant de réajustement de type hydrostatique, il est tentant de faire jouer un rôle important à la distinction lithosphère (rigide)/asthénosphère (viscoplastique) et notamment de placer la surface de compensation au niveau de cette dernière (voir à ce sujet également le chapitre 8). Ceci serait approximativement en accord avec la profondeur utilisée dans le



Voir chap. 6



Voir chap. 8

modèle de Pratt au moins sous les continents. Les modèles de type Pratt mettent donc plutôt l'accent sur la transition lithosphère/asthénosphère (vers 100 km). Toutefois la réalité est sans doute plus complexe ne serait-ce que pour rendre compte des variations de densité utilisées par le modèle d'Airy. Les modèles de type Pratt s'appliquent parfaitement à la lithosphère océanique dont la densité est variable et augmente avec l'âge en s'éloignant de l'axe des dorsales. Ils privilégient également la transition lithosphère élastique/lithosphère non élastique (vers 30 km). Il n'existe donc pas de bon ou de mauvais modèle. Chaque type d'approche, selon Pratt ou Airy, a ses avantages en fonction des situations étudiées.

4.6.3 Calcul du support isostatique d'une montagne

L'isostasie impose qu'à une certaine profondeur sous les structures géologiques, toutes les pressions sont égales. Cette profondeur est la surface de compensation. Dans un modèle de type Airy (fig. 4.17A), on peut calculer de façon simple la profondeur d'une racine de chaîne de montagne (r) attenante à une plaine d'épaisseur crustale (e) si on connaît l'altitude (z) et en admettant une densité connue du manteau et de la croûte (ρ_m et ρ_c). Admettons que l'équilibre isostatique est réalisé. On pourra écrire que sous deux points A et B situés l'un en plaine, l'autre au sommet des reliefs, les poids de deux colonnes de roche P_A et P_B sont égaux au niveau de la surface de compensation.

$$P_A = Mg = (e\rho_c + r\rho_m + n\rho_m)g = P_B = (z\rho_c + e\rho_m + r\rho_c + n\rho_m)g,$$

d'où $r = z\rho_c / (\rho_m - \rho_c)$

4.6.4 Les réajustements isostatiques

a) Les anomalies isostatiques

Dans les régions idéalement en équilibre, c'est-à-dire ne subissant aucun mouvement vertical, la mesure de la gravité locale ramenée à l'ellipsoïde doit, après les corrections successives, correspondre à la valeur théorique : $g(\text{th})$. Si ce n'est pas le cas, on dit qu'il existe une anomalie isostatique. Cela signifie que la région n'a pas atteint l'équilibre isostatique et que la lithosphère est soumise à une surrection (*uplift*) ou à un enfoncement, la subsidence, selon le signe positif ou négatif de l'anomalie.

Il existe donc des régions où de fortes anomalies isostatiques montrent que l'équilibre n'est pas encore réalisé. Une anomalie isostatique négative indique qu'il existe sous cette région un déficit de masse (donc un excès de matière à faible densité par rapport à ce qui existerait si l'équilibre était réalisé). Au contraire, une anomalie positive traduit un excès de matière à forte densité. De telles régions sont soumises à des mouvements verticaux (soulèvement dans le cas d'une anomalie négative, affaissement pour une anomalie positive), qui tendent à rétablir les conditions d'équilibre. On met donc ainsi en évidence la possibilité de mouvements verticaux importants dans les enveloppes externes du globe terrestre montrant que notre planète possède une dynamique interne.

b) Exemple de la Scandinavie et du continent Antarctique

Un bel exemple de **retard à l'isostasie** est fourni par la **Scandinavie**. Cette région est le siège d'une anomalie négative centrée sur le Golfe de Botnie (-25 à -50 mGal), on constate aussi que, au cours du siècle dernier, la Scandinavie s'est relevée de 9 mm/an : des plages fossiles, datées de 12 000 ans, sont actuellement situées à une altitude de 400 m. Il est donc possible de calculer l'intensité du soulèvement de la Scandinavie. La carte des lignes d'iso-soulèvements de la fig. 8.3 montre que le soulèvement maximum est aussi centré sur le golfe de Botnie. Le phénomène est lié aux phases glaciaires du Quaternaire au cours desquelles le bouclier scandinave a été surchargé par un inlandsis important qui s'étendait jusqu'en Allemagne du Nord. En réponse à cette surcharge, la Scandinavie s'est enfoncée jusqu'à ce que l'équilibre isostatique soit réalisé.



Voir chap. 8

On a la preuve actuellement d'un tel enfouissement pour le **continent antarctique** sous le poids de l'inlandsis : la profondeur du plateau continental est anormalement forte (500 m contre 200 m en bordure des autres continents).

c) Le cas de l'érosion des chaînes de montagnes

Nous avons vu que les chaînes de montagnes possèdent une racine profonde de roches légères. L'érosion des chaînes de montagnes jeunes est de l'ordre de 200 m/Ma, celle de l'ensemble des continents serait en moyenne de 50 m/Ma. S'il n'y avait pas de surrection (donc en ne tenant pas compte du réajustement isostatique), tout le relief actuel de la Terre serait arasé en moins de 100 Ma. La persistance des chaînes de montagnes sur des échelles de temps plus longues implique que la matière perdue par érosion est compensée, au fur et à mesure, par une remontée en profondeur de roches de densité plus forte. On assiste donc à une **remontée progressive de la racine des chaînes au fur et à mesure de l'érosion**. Ceci explique la fréquence des affleurements des terrains profonds granitiques et gneissiques dans les chaînes anciennes (hercyniennes ou autres : Massif armoricain, Massif central) et la rareté des roches de haute pression (éclogites) dans les chaînes très récentes. Cette remontée est parfois facilitée par la tectonique en grandes failles normales plates dans le cas de l'extension post-orogénique, comme cela est envisagé pour le Basin and Ranges.



Voir chap. 15

4.6.5 Utilisation de la gravimétrie en géodynamique

L'étude du champ de pesanteur des grandes structures géodynamiques permet de produire des modèles de la distribution des masses volumiques en profondeur. Le but recherché est de réaliser une modélisation des grandes unités en présence, chacune caractérisée par sa densité. À densité décroissante : le manteau, la croûte continentale inférieure, la croûte continentale supérieure, les sédiments, etc. Le profil gravimétrique calculé à partir de la distribution des masses proposée par le modèle doit correspondre le plus parfaitement possible au profil obtenu à l'aide des données des stations de mesure à terre ou en mer. La méthode procède par itération successives données-modèle. Il s'agit d'une **méthode de calcul par inversion de données géophysiques**. Les études gravimétriques sont toujours couplées à des études de sismique réflexion ou réfraction qu'elles complètent parfaitement. Ces dernières permettent de fixer la géométrie des grandes unités étudiées.

Rappelons qu'il existe deux grands types d'anomalies gravimétriques utilisées couramment dans les études gravimétriques :

- l'anomalie à l'air libre. C'est l'écart entre la valeur théorique de g à la station et la valeur de g mesurée + la correction à l'air libre. On l'utilise pour révéler des objets de taille supérieure à 1 000 km ;
- l'anomalie de Bouguer prend en compte l'effet du relief. C'est l'écart entre le g théorique et le g mesuré + la correction de Bouguer (altitude + plateau + topographie). On l'utilise généralement pour des objets de moins de 1 000 km.

Au-dessus des dorsales océaniques, l'anomalie à l'air libre est assez faible (+80 mGal). Ces structures sont donc assez proches de l'équilibre isostatique. L'anomalie de Bouguer est globalement positive au-dessus des plaines abyssales (+300 mGal), mais au-dessus de la zone axiale de la dorsale, elle chute jusqu'à 200 mGal ce qui traduit un déficit de masse (voir profil *fig. 11.3*). Ce déficit est lié à la présence d'une masse de manteau chaud moins dense. On a donc ici une variation de densité, c'est le modèle de Pratt qui s'appliquerait.

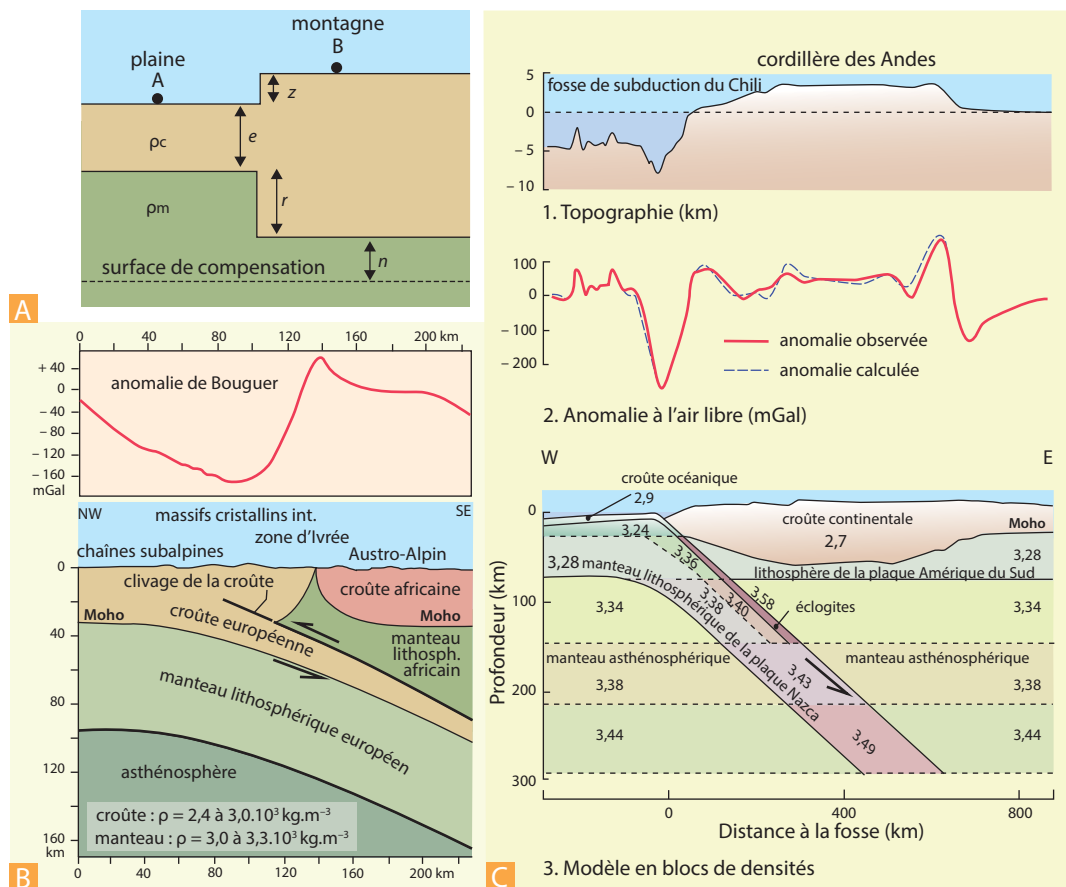


Figure 4.17 Gravimétrie et géodynamique.

- A.** Calcul de la racine (r) d'une chaîne de montagne dans le modèle d'Airy (voir détails dans le texte).
- B.** Anomalie de Bouguer au-dessus du profil ECORS-Alpes (voir localisation et coupe géologique plus détaillée figure 15.15). Mise en évidence du corps d'Ivrée et de l'épaississement crustal.
- C.** Anomalie à l'air libre au-dessus de la subduction du Chili vers 23 °S. (Schémas adaptés de Larroque et Virieux, 2001).

Voir fig. 15.15

Voir chap. 12

Voir chap. 19

Voir chap. 15

Dans les zones de subduction, l'anomalie à l'air libre est très caractéristique : négative au-dessus de la fosse et positive au-dessus de l'arc ou de la cordillère (fig. 4.17 C). Son allure est donc proche de celle du profil topographique. On explique l'anomalie négative par le fait que la fosse profonde de plusieurs milliers de mètres est remplie d'eau, bien moins dense que les roches de la croûte. Ce déficit de masse est augmenté, dans le mur interne, par la présence de sédiments formant souvent un volumineux prisme d'accrétion. Enfin, l'anomalie positive au-dessus de l'arc est interprétée comme l'effet d'un excès de masse dû à la transformation en éclogites de la croûte océanique plongeante. Ces roches ont une densité supérieure à la densité des roches du manteau ($d_{\text{éclogites}} = 3,58$).

Au-dessus de la chaîne des Alpes occidentales, l'anomalie de Bouguer chute au niveau de la partie externe de la chaîne (fig. 4.17 B). Cela traduit simplement un déficit de densité en raison de la superposition tectonique de deux ensembles de croûte continentale (épaississement crustal). Puis l'anomalie présente un haut au-dessus de la zone d'Ivrée qui marque la suture entre les plaques Europe et Afrique. Ceci traduit la présence à faible profondeur d'un volume de forte densité. Les roches du manteau de densité 3,3 (péridotites) sont en effet présentes à moins de 15 km de profondeur sous la suture. Ces roches appartiennent à l'écaille de manteau du corps d'Ivrée, d'origine austro-alpine

(plaque Afrique-Apulie), qui chevauche la croûte de la plaque Europe. On a ainsi un enregistrement gravimétrique de la collision.

4.6.6 La subsidence

Les mouvements verticaux de la lithosphère sont particulièrement bien enregistrés par la sédimentation. Les géologues connaissent bien dans les séries anciennes de grandes accumulations (pouvant atteindre 2 à 3 000 mètres d'épaisseur) de roches sédimentaires formées sous une faible tranche d'eau (séries houillères épaisses séries évaporitiques par exemple). S'il n'y avait pas un affaissement lent et régulier de la lithosphère, ces bassins auraient été rapidement comblés et les séries sédimentaires n'auraient pu devenir aussi épaisses. On appelle un tel phénomène d'affaissement de la lithosphère, qui maintient la permanence des conditions de sédimentation dans une région donnée, la **subsidence** (fig. 4.18).

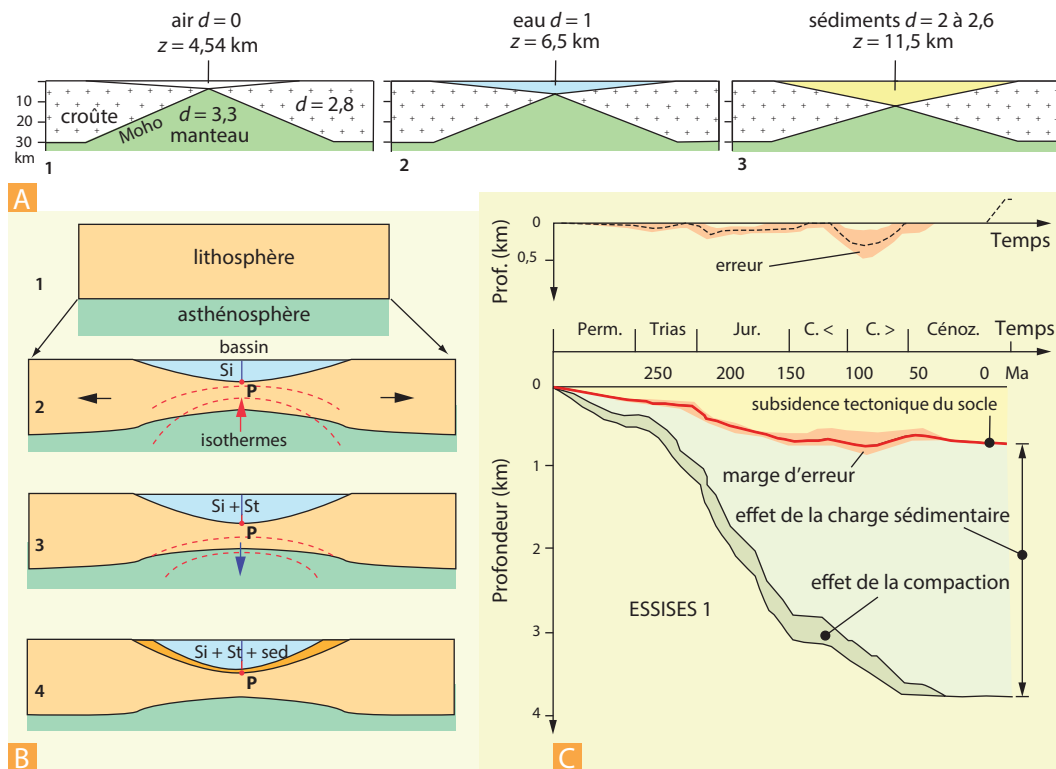


Figure 4.18 La subsidence.

A. Effet de la nature du remplissage sur la profondeur (z) atteinte par le fond d'un bassin en utilisant uniquement les lois de l'équilibre isostatique. On suppose une épaisseur de la croûte nulle à l'axe du bassin. Le bassin est rempli d'air, d'eau ou de sédiments. Les sédiments subissent la compaction lors de l'enfouissement de sorte que leur densité augmente régulièrement de 2,0 à 2,6 au fond du bassin.

B. Décomposition théorique des différentes contributions de la subsidence (initiale, S_i ; thermique, S_t et poids des sédiments et de l'eau, $sed.$) lors de l'extension de la lithosphère.

C. Importance respective de la tectonique, de la charge sédimentaire et de la compaction dans la subsidence du bassin de Paris à partir de l'analyse du sondage Essises 1 (Brie) d'après Brunet et Le Pichon, 1984. La courbe du haut montre l'évolution de la paléobathymétrie du bassin avec le temps et sa marge d'erreur telle qu'elle est utilisée pour construire les courbes inférieures.

L'origine de la subsidence est à la fois interne et externe. Les causes internes sont soit tectoniques (par amincissement crustal sous le bassin ou en raison de la flexure lithosphérique), soit thermiques

(enfouissement par augmentation de densité due au refroidissement). Les causes externes sont la surcharge des sédiments et de l'eau et les variations du niveau de la mer. Le poids des sédiments et de l'eau entre pour une part importante comme le montre la figure 4.18 A où l'on compare les effets du poids de l'air, de l'eau et des sédiments sur la profondeur atteinte par un bassin répondant aux simples lois de l'équilibre isostatique. La subsidence tectonique est importante dans le domaine continental où elle rend compte de la formation des grands **bassins sédimentaires**, la subsidence thermique est capitale dans le domaine océanique pour expliquer la formation des plaines abyssales. Le poids des sédiments intervient ensuite mais il ne peut être le point de départ du phénomène de subsidence. *La sédimentation est donc une conséquence de la subsidence et non sa cause*. Ainsi dans le cas du bassin de Paris (fig. 4.18 C), trouve-t-on au centre une subsidence tectonique de l'ordre de 450 à 600 m, qui a commencé assez rapidement au début du Permo-Trias pour ralentir ensuite.



Voir chap. 10

La figure 4.18 B montre comment se décomposent les différentes contributions de la subsidence lors de l'extension lithosphérique. Une lithosphère amincie tectoniquement s'enfonce d'abord d'une profondeur S_i (subsidence initiale). C'est la réponse isostatique attendue à la diminution d'épaisseur. L'amincissement s'accompagne d'une remontée des isothermes (c'est par exemple la cause du métamorphisme pyrénéen de haute température). La lithosphère amincie se refroidit ensuite lentement, sa densité augmente, et intervient une nouvelle subsidence, d'origine thermique (St). Subsidence tectonique et thermique s'enchaînent donc pour augmenter la profondeur disponible pour la sédimentation. À cela s'ajoute le poids des sédiments et de l'eau (sed). L'étude de la subsidence passe par l'analyse des sédiments superposés (souvent par données de forages carottés) qu'il faut décompacter pour obtenir l'épaisseur au moment du dépôt. Cette opération s'appelle le **backstripping**.

Encart 4.9 – Les rapports subsidence, niveau marin et sédimentation : la stratigraphie séquentielle



Voir chap. 36

L'étude des rapports spatio-temporels complexes existant entre :

- la subsidence, qui crée un espace disponible pour la sédimentation,
 - les variations propres du niveau marin (**eustatisme**) qui l'augmentent ou le réduisent,
 - la sédimentation qui le comble
- est la base de la **stratigraphie séquentielle**.

L'analyse des séries sédimentaires, en apportant des données sur la fluctuation de bathymétrie des environnements de dépôts, permet

de contraindre les modèles de subsidence. Ainsi pour le bassin de Paris, dans le cadre du programme GéoFrance3D, des cartes d'évolution de l'espace disponible pour la sédimentation (**accommodation**) au cours du Jurassique ont pu être réalisées. Ces analyses permettent de faire la part de l'eustatisme (qui n'est fonction que du temps et sera donc homogène sur l'ensemble du bassin) et de la tectonique (qui est fonction du temps et de l'espace, qui sera donc différentielle dans le bassin) dans le contrôle de la sédimentation.

On complètera le contenu de ce chapitre par celui du chapitre 8, dans lequel les mécanismes de la déformation du manteau et le rôle de la géodynamique globale dans les mouvements verticaux de la lithosphère sont abordés, et par celui du chapitre 36 traitant de la stratigraphie séquentielle.

À retenir

- La Terre peut être considérée comme un ellipsoïde de révolution solide entouré d'une enveloppe liquide discontinue, l'hydrosphère, et d'une enveloppe gazeuse, l'atmosphère. Au centre il existe un noyau métallique. Il est entouré d'une enveloppe silicatée occupée à 99 % par le manteau et à 1 % par les croûtes océanique et continentale. Deux grandes divisions existent dans les enveloppes externes de la Terre solide : une division chimique entre croûte et manteau et une division rhéologique entre lithosphère et asthénosphère.

L'ordre de grandeur de la profondeur de ces frontières fondamentales pour la dynamique globale est de 30 km et 100 km, respectivement.

- La **géodésie** cherche à déterminer géométriquement la forme de la Terre et à fournir la valeur du champ de gravité. La **gravimétrie** a pour objet la mesure de l'intensité de la pesanteur en utilisant des gravimètres. Les variations spatiales de la pesanteur apportent des renseignements sur la répartition des masses à l'intérieur du globe et sur les mouvements verticaux.
- La Terre a la forme d'un sphéroïde dont l'approximation mathématique est un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles (aplatissement de l'ordre de 1/298). Le géoïde est la « forme gravimétrique » de la Terre, il correspond à l'équipotentielle de pesanteur tangente à la surface moyenne de l'océan. Du fait d'une répartition hétérogène des masses à l'intérieur de la Terre, la surface du géoïde est irrégulière et présente des ondulations par rapport à l'ellipsoïde de référence. L'altimétrie satellitaire et le système GPS permettent de mettre en évidence ces ondulations avec une très grande précision et de dresser des cartes de la surface du géoïde ou des anomalies de gravité.
- La mesure de la gravité en un point donné est en général différente de la valeur théorique attendue à partir des lois de Newton (anomalies de gravité). Les différentes corrections proposées n'améliorent pas la situation. Ce qui implique qu'il y a en profondeur une compensation naturelle à la topographie (compensation gravimétrique, théorie de l'isostasie).
- Deux modèles (Pratt et Airy) tentent de rendre compte de cette compensation en utilisant des surfaces de compensation (surface en dessous de laquelle les reliefs n'ont plus d'influence) situées à des profondeurs différentes et des processus différents de variations de la densité (matière plus dense sous les océans, plus légère sous les montagnes). Un modèle plus réaliste prend en compte l'élasticité de la lithosphère (Veinig-Meinesz).
- Dans certaines régions, l'équilibre isostatique n'est pas encore réalisé (retard à l'isostasie). Les régions montrant une anomalie isostatique négative sont le siège de soulèvements (cas de la Scandinavie, suite à la fonte de l'inlandsis quaternaire). Celles qui présentent une anomalie positive sont en cours d'affaissement, ce sont les rifts actifs.
- La subsidence résulte d'un affaissement lithosphérique. Elle est d'origine tectonique puis thermique dans le cas de l'extension continentale, ou par flexure dans le cas de la collision. L'espace créé est progressivement comblé par des sédiments dont le poids amplifie l'affaissement par processus isostatique.